

HELSINGIN YLIOPISTO  
HELSINGFORS UNIVERSITET  
UNIVERSITY OF HELSINKI

Pro gradu – tutkielma

Geologia

Petrologia ja kallioperägeologia

## **Hämeen diabaasijuonien geokemia**

Tanja Lindholm

2010

Ohjaaja:

Arto Luttinen

HELSINGIN YLIOPISTO  
MATEMAATTIS-LUONNONTIETEELLINEN TIEDEKUNTA  
GEOTIETEIDEN JA MAANTIETEEN LAITOS

GEOLOGIA

PL 64 (Gustav Hällströmin katu 2)

00014 Helsingin Yliopisto

Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion ) Faculty <b>Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta</b>		Laitos – Institution ) Department <b>Geotieteiden ja maantieteen laitos</b>	
Tekijä – Författare ) Author <b>Lindholm Tanja Marjukka</b>			
Työn nimi – Arbetets title ) Title <b>Hämeen diabaasijuonien geokemia</b>			
Oppiaine – Läroämne ) Subject <b>Petrologia ja kallioperägeologia</b>			
Työn laji – Arbetets art ) Level <b>Pro Gradu -työ</b>		Aika – Datum – Month and Year <b>Toukokuu 2010</b>	Sivumäärä – Sidoantal – Number of Pages <b>48 s.</b>
Tiivistelmä – Referat ) Abstract  <p>Tässä tutkimuksessa luonnehditaan Hämeen diabaasijuonien geokemiaa sekä niiden yhteyttä kahteen eri pääkulkusuuntaan. Hämeen alueelta on kivivasaran avulla kerätty näytteitä 42 eri juonesta. Juonista on analysoitu Helsingin yliopiston XRF- laitteella pääalkuaineet sekä ICP-MS- analysaattorilla Washingtonin yliopiston laboratoriossa hivenalkuaineet. Juonista on myös teetetty 42 ohuthiettä.</p> <p>Hämeen diabaasijuoniparvi sijaitsee Hämeen alueella rajoittuen idässä noin 35 km Tampereelta pohjoiseen ja lännessä Heinolan kaupungin alueelle. Hämeen juoniparvi on iältään ~1.6 Ga ja näin ollen samanikäinen alueella tavattavien rapakivien kanssa. Hämeen juoniparvi leikkaa jyrkästi ~1.9 Ga ikäistä svekofennistä kallioperää ja siitä voidaan erottaa kaksi erisuuntaista pääkulkusuuntaa; N 60° W ja N 75° W. Edellä mainittujen kulkusuuntien on ajateltu poikkeavan toisistaan myös geokemialtaan ja iältään.</p> <p>Hämeen juoniparvet muistuttavat läheisesti mantereisia laakiobasaltteja. Ne ovat luonteeltaan kohtalaisen alkalisia, rautarikkaita mantereisia oliviini- ja kvartsitholeiitteja, joiden päämineraalit ovat plagioklaasi, oliviini sekä pyrokseenit. Niiden TiO<sub>2</sub> (1,4–3,3 p. %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,4–1,1 p. %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,3–16,6 p. %) ja Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,9–18,6 p. %) pitoisuudet ovat suhteellisen korkeita ja MgO (3,4–5,9 p. %) ja CaO (6,2–8,7 p. %) pitoisuudet suhteellisen alhaisia. Juonet ovat rikastuneet raskaista hivenalkuaineista kevyiden suhteen ja niiden nikkeli- ja kromi- pitoisuudet ovat alhaisia. Spider- diagrammista havaitaan negatiiviset europium, niobi ja titaani anomalia sekä positiivinen lyijy anomalia.</p> <p>Hämeen juoniparvi voidaan geokemiallisen aineiston avulla jakaa kolmeen toisistaan poikkeavaan ryhmään. Lähes kaikissa ryhmissä havaitaan molemmissa kulkusuunnissa olevia juonia, joten yhteyttä geokemian ja suunnan kanssa ei ole havaittu. Juonilla ei myöskään ole yhteyttä niiden maantieteelliseen sijaintiin.</p>			
Avainsanat – Nyckelord ) Keywords <b>Diabaasi Häme Geokemia Mafinen Basaltti Fennoskandia</b>			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited <b>Kumpulan tiedekirjasto</b>			
Muita tietoja ) Övriga uppgifter ) Additional information  <b>4 taulukkoa, 16 kuvaa, 2 liitettä</b>			

Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion ) Faculty <b>Faculty of Science</b>		Laitos – Institution ) Department <b>Department of Geosciences and Geography</b>	
Tekijä – Författare ) Author <b>Lindholm Tanja Marjukka</b>			
Työn nimi – Arbetets title ) Title <b>Geochemistry of Häme diabase dyke swarm, southern Finland</b>			
Oppiaine – Läroämne ) Subject <b>Petrology and bedrock geology</b>			
Työn laji – Arbetets art ) Level <b>Masters thesis</b>		Aika – Datum – Month and Year <b>May 2010</b>	Sivumäärä – Sidoantal – Number of Pages <b>48 p.</b>
Tiivistelmä – Referat ) Abstract  <p>Object of this reseach is geochemical characterization of Häme diabase dyke swarm. The analysed dyke (n=42) samples were collected using a hammer. The chemical analysis were performed at Helsinki University for major and some trace elements using XRF analyser and at GeoLab, Washington University for lanthanides and trace elements using ICP-MS analyser.</p> <p>The reseach area is situated in the east 35 km north from Tampere and in the west the area of Heinola city. The age of Häme dike swarm is ~1.6 Ga, which is also the age of nearby rapakivi inturions in the area. The Häme dike swarm cuts sharply 1.9 Ga svecofennian bedrock. The Häme swarm has been divided into two sets of dykes based on different strikes, compositional features and in age. One of the sets strikes WNW and the other one NW.</p> <p>Häme dyke swarm resembles continental flood basalts. They are relatively alkaline iron-rich continental quartz and olivine tholeiites. Main minerals are olivine, pyroxenes and plagioclase. Their TiO<sub>2</sub> (1,4–3,3 p. %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,4–1,1 p. %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,3–16,6 p. %) and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,9–18,6 p. %) contents are relatively high and MgO (3,4–5,9 p. %) and CaO (6,2–8,7 p. %) contents are relatively low. The abundances of incompatible trace elements are high and they show LREE-enriched REE-patterns, also their Ni and Cr contents are relatively low. In Spider diagram you can see negative Eu, Nb and Ti anomalies in and positive Pb anomaly.</p> <p>Geochemical data doesn't correlate with two different strike sets and dykes have no correlation with their geographical settings.</p>			
Avainsanat – Nyckelord ) Keywords <b>Diabase Häme Geochemistry Mafic Basalt Fennoscandia</b>			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited <b>Kumpula Science Library</b>			
Muita tietoja ) Övriga uppgifter ) Additional information  <b>4 tables, 16 pictures, 2 appendices</b>			

## SISÄLLYSLUETTELO

TIIVISTELMÄ.....	1
1. JOHDANTO.....	4
2. GEOLOGINEN TAUSTA.....	6
2.1. Proterotsooinen kallioperä ja Svekofennialainen orogenia.....	6
2.2. Rapakivimagmatismi ja tektoninen evoluutio.....	7
2.3 Basalttinen magmatismi ja sulan koostumuksen merkitys.....	9
2.4. Mantereiset laakiobasaltit.....	10
2.5. Hämeen diabaasijuoniparvi.....	11
2.5.1. Hämeen juonien iänmäärytykset ja niiden yhteys kulkusuuntiin.....	12
2.5.2. Juonien petrografia.....	13
2.5.3. Juonien geokemia.....	14
2.5.4. Hämeen juonien yhteys samanikäisiin rapakiviin.....	15
3. AINEISTO .....	16
4. MENETELMÄT .....	18
5. TULOKSET .....	21
5.1. Hämeen diabaasijuonien petrografia.....	22
5.2. Hämeen diabaasijuonien geokemia.....	23
5.2.1. Pääalkuaineet.....	21
5.2.2. Hivenalkuaineet.....	27
5.2.3. Vertailu Intian Deccan provinssin laakiobasaltteihin ja Itä-Afrikan hautavajoaman kiviin.....	28
5.3. Geokemialliset ryhmät.....	31
5.4. Vertailu muihin aineistoihin.....	36
5.5. Geokemiallisten ryhmien petrografia ja kulkusuunnat.....	38
6. TULOSTEN TULKINTA.....	40
6.1. Pääalkuaineet.....	
6.2. Hivenalkuaineet.....	
6.3. Geokemialliset ryhmät.....	
6.4.	
7. JOHTOPÄÄTÖKSET.....	44
8. KIITOKSET.....	46
VIITTEET.....	46

## LIITTEET

Liite 1. Hämeen diabaasijuoniparven pääalkuaineiden analyysitulokset

Liite 2. Hämeen diabaasijuoniparven hivenalkuaineiden analyysitulokset

## 1. JOHDANTO

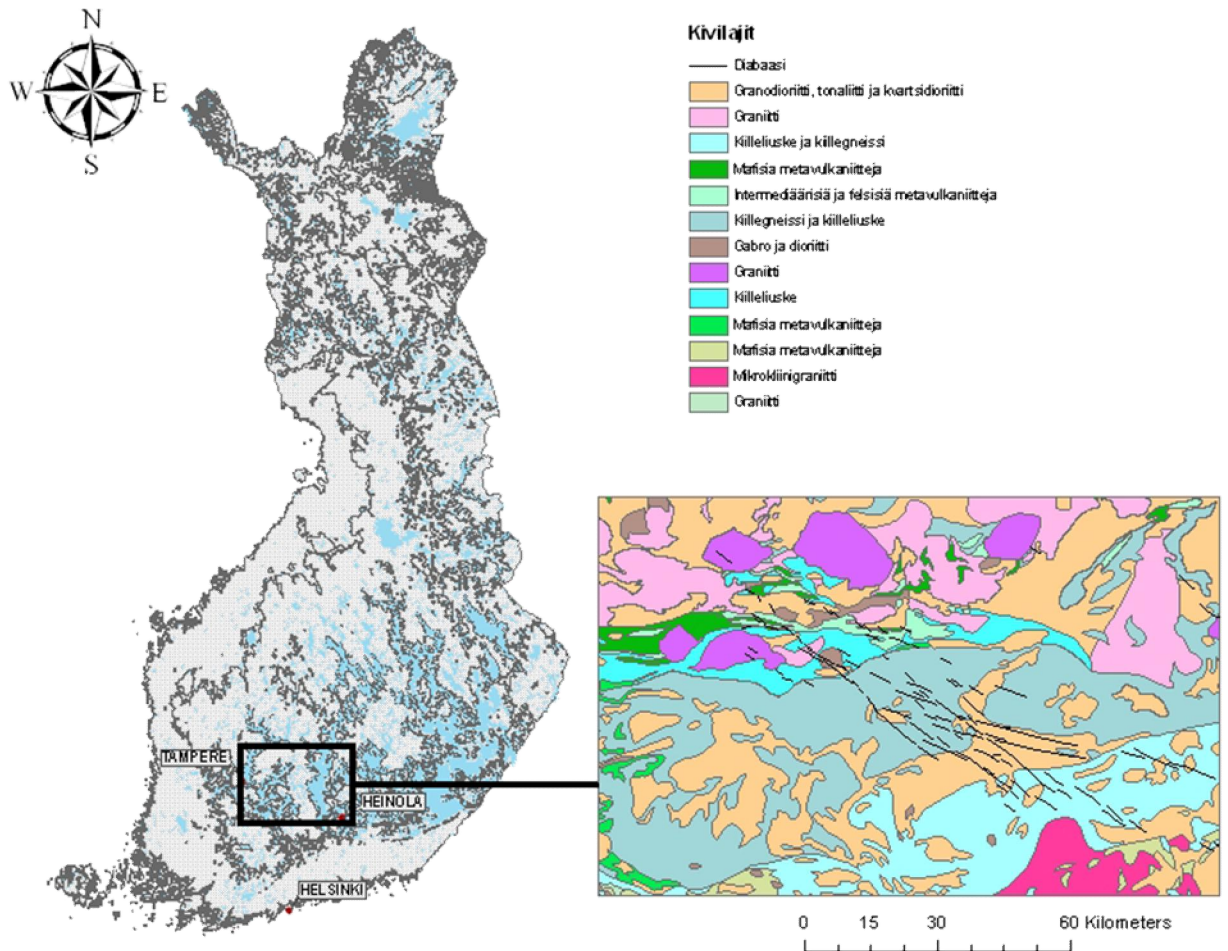
Prekambriset juoniparvet sijaitsevat usein kratonien sisällä, kaukana nykyisten litosfäärilaattojen reunaosista. Nämä muinaiset juoniparvet tarjoavat hyödyllistä tietoa erilaisista tektonisista yksiköistä sekä tarvittavaa informaatiota niihin liittyvistä prosesseista. Basalttiset juoniparvet ovat avainasemassa, kun tulkitaan muinaisia laattatektonisia prosesseja. Juoniparvet tuovat tietoa ekstensionaalisista prosesseista sekä mantereisesta että merellisistä litosfääristä. Juonet edustavat primäärejä reittejä, joita pitkin magma on kulkeutunut kuoren osiin lähdealueelta. Basalttisten juoniparvi-geokemiallisen tutkimuksen avulla voidaan tutkia magmojen alkuperää, niihin liittyviä intruusioita sekä vulkaanisia kiviä.

Työn pääasiallisena tarkoituksena on mesoproterotsooisien Hämeen diabaasijuoniparven geokemiallinen tutkimus. Hämeen diabaasijuoniparvi on luode-kaakko-suuntainen, n. 150 km pitkä ja n. 20 km leveä (Laitakari 1969). Parvi rajoittuu idässä n. 35 km Tampereelta pohjoiseen ja lännessä Heinolan kaupungin alueelle (Kuva 1). Alueelta tavataan noin sata diabaasijuonta, joiden leveys vaihtelee muutamista kymmenistä senttimetreistä satoihin metreihin. Alueen levein juoni on n. 250m, mutta suurin osa juonista on leveydeltään 5–50 metriä (Laitakari 1969). Vastaavanlaisia ja samanikäisiä juoniparvia löydetään mm. Grönlannista, Ruotsista ja Kanadasta. Hämeen juoniparvi leikkaa jyrkästi ~1.9 Ga ikäistä svekofennistä kallioperää ja siinä voidaan erottaa kaksi pääkulkusuuntaa: N 60° W ja N 75° W (Laitakari 1969). Suunnassa N 60° W kulkevasta juonesta (Ansio) on U-Pb zirkonimenetelmällä saatu iäksi  $1646 \pm 6$  Ma (Laitakari 1987), joka vastaa Viipurin rapakivibatoliitin ikää. Suunnassa N 75° W kulkevasta juonesta (Virmaila) on saatu huomattavasti nuorempi U-Pb zirkoni-ikä  $1667 \pm 9$  Ma (Vaasjoki ja Sakko 1989), joka vastaa Suursaaren rapakiviin liittyvien kvartsi-maasälpäporfyryrien ikää (Rämö et al. 2009).

Varhaisimmat havainnot Hämeen alueen diabaasijuonista tehtiin geologisen kartoituksen (1:400 000) yhteydessä 1890-luvulla; juonien ajateltiin liittyvän samaan ryhmään Satakunnan postjotunisten diabaasijuonien kanssa (Sederholm 1893). 1950-luvulla aloitetun 1:100 000 mittakaavaisen kallioperäkartoituksen yhteydessä Hämeen alueen diabaasit kuvattiin ensimmäistä kertaa karttalehdillä 2124 Viljakkala-Teisko

(Simonen 1952, 1953), 2141 Kangasala (Matisto 1964), 2143 Padasjoki, 2144 Kaipola, 2124 Orivesi (Laitakari 1963), 3112 Heinola ja 3121 Sysmä (Lehijärvi 1963). Kokonaiskuva juoniparvesta saatiin vasta Laitakarin (1965, 1966) ensimmäisien julkaisujen myötä. Laitakari (1969) on myöhemmin väitöskirjassaan kuvaillut juonien rakennetta, koostumusta, kontakteja, sulkeumia, ikää sekä niiden geotektonista asemaa. Laitakarin (1969, 1987) mukaan kahdessa pääkulkusuunnassa olevat juonet poikkeavat toisistaan niin iältään, koostumukseltaan kuin geokemialtaan. Aiempien tutkimusten perusteella (mm. Laitakari 1969, 1987, Laitakari ja Leino 1989, Vaasjoki ja Sakko 1989) on tulkinut pääsuunnan N 75° W juonien olevan vanhempia ja koostuvan keskirakeisesta diabaasista, joka sisältää runsaasti oliviinia. Pääsuunnassa N 60° W kulkevien juonien on tulkittu olevan nuorempia oliviinitholeiitteja, jotka kuitenkin sisältävät huomattavasti vähemmän oliviinia kuin vanhempi osaparvi. Nuoremmissa juonissa on plagioklaasihajarakeita, jotka usein ovat keskittyneet juonien keskiosiin.

Geokemiallinen aineisto on vähäistä ja on keskittynyt lähinnä kahteen leveään juoneen (Ansio ja Virmaila). Geokemiallisen aineiston, iänmääritysten sekä aeromagneettisten karttojen perusteella on oletettu kahden juoniparven olevan erilaisia. Tuorein viittaus kahdessa pääsuunnassa oleviin erilaisiin osaparviin on vuodelta 2005 ”Northwest of the Wiborg rapakivi batholith is the Häme diabase dike swarm with two sets of diabase dikes deviating from each other in direction, age and composition” (Rämö ja Haapala 2005). Analysoituja juonia on kuitenkin vain viisi ja useasta näytteestä on analysoitu ainoastaan pääalkuaineet. Tämän työn tavoitteena on selvittää, ovatko kaksi erisuunnassa olevaa diabaasigeneraatiota koostumukseltaan erilaisia ja tarkastella ovatko juonet purkautuneet kahdessa vaiheessa vai onko mahdollisesti kyseessä pitkäaikainen tapahtuma, joka on sisältänyt monta erillistä magmapulssia. Tutkimuksen avulla voidaan tuoda lisävaloa rapakivien ja niihin liittyvien mafisten kivilajiseurueiden syntyyn.



Kuva 1. Tutkimusalue.

## 2. GEOLOGINEN TAUSTA

### 2.1. Proterotsooinen kallioperä ja svekofennialainen orogenia

Etelä-Suomen paleoproterotsooinen kallioperä on syntynyt monivaiheisen litosfäärilaattojen törmäysten ja yhdistymisten vaikutuksesta ~1900 Ma vuotta sitten svekofennisessä orogeniassa. Orogenian tapahtumista on esitetty monia malleja. Nirozen 1997 ja Korsmanin et al. 1999 mallit esittävät svekofennisen orogenian törmäävien terraanien, välissä olevien sedimenttialtaiden, uuden vaipasta tuodun materiaalin törmäyksellä Karjalan kratoniin. On epäselvää muodostuiko svekofenninen alue yhden jatkuvan orogenian aikana vai monien lyhytaikaisten orogenioiden johdosta

(Korja ja Heikkinen 2005). Viimeisin malli svekofennisestä orogeniasta käsittää viisi eri orogeniaa ajalla 1.92–1.79 Ga (Lahtinen et al. 2005). Orogenian kehitys voidaan jakaa seuraavasti 1) mikromantereiden akkreetio 1.92–1.87 Ga, 2) mantereinen ekstensio 1.86–1.84 Ga, 3) manner-manner törmäys 1.84–1.79 Ga ja 4) romahdus ja vakaantuminen 1.79–1.77 Ga.

Hämeen diabaasijuoniparvi sijoittuu paleoproterotsooisessa kallioperässä Hämeen liuskealueelle, Pirkamaan migmatiittialueelle sekä Tampereen liuskealueelle (Kuva 1). Hämeen liuskejakson läntistä osaa dominoivat metasedimentit, 1.88 Ga ja 1.84–1.82 Ga ikäiset granitoidit, jotka leikkaavat ja migmatoivat alueen suprakrustia kiviä (Vaasjoki et al. 2005). Alueen pintakivet ovat pääosin metamorfoituneet amfiboliittifasiuksen olosuhteissa ~1.83–1.81 Ga sitten (Kähkönen 2005). Pirkanmaan migmatiittialue koostuu pääasiassa migmatiiteista, turbidiittisista kiilleliuskeista sekä välikerroksina esiintyvistä mustaliuskeista ja grafiittirikkaista liuskeista (Vaasjoki et al. 2005). Mafiset ja ultramafiset plutoniset kivet sekä 1.88 Ga ikäiset granitoidit leikkaavat suprakrustisia kiviä. Tampereen liuskealue koostuu pääasiassa intermediäärisistä ja felsistä vulkaanisista kivistä sekä turbidiittisista kiilleliuskeista, joiden välikerroksissa esiintyy konglomeraatteja (Vaasjoki et al. 2005). Myös Tampereen liuskealueella 1.88 Ga ikäiset granitoidit leikkaavat suprakrustisia kiviä. Raja Tampereen ja Pirkanmaan välillä on asteittainen ja osin siirrosvyöhykettä. Tampereen liuskevyöhyke kuuluu koostumuksensa perusteella vulkaaniseen kaareen kun taas Pirkanmaan migmatiittivyöhyke edustaa saman kaarisysteemin subduktiokompleksia. Tampereen liuskevyöhyke on metamorfoitunut alhaisen paineen ja alhaisen lämpötilan amfiboliittifasiuksen olosuhteissa, kun taas Pirkanmaan migmatiittivyöhyke on metamorfoitunut korkean lämpötilan amfiboliittifasiuksen olosuhteissa (Kähkönen 2005).

## **2.2. Rapakivimagmatismi ja tektoninen evoluutio**

Sederholm esitti termin rapakivi ensi kertaa kansainvälisessä kirjallisuudessa noin sata vuotta sitten (1891). Näistä ajoista lähtien on eteläistä Suomea pidetty rapakivien tyypialueena ja rapakivien tutkimus on ollut runsasta. Tutkimuksen kohteena on ollut rapakivien petrologia, petrografia ja geokemia (mm. Eskola 1928, 1949, Sahama 1945, 1947, Savolahti 1956, Vormaa 1975, 1976, Haapala 1977, Rämö ja Haapala 1995) sekä



mineralogia (mm. Vormaa ja Paasivirta 1979), geokronologia (mm. Vaasjoki 1977) ja intruusiomekanismit (mm. Bergman 1986). Maailmanlaajuisesti rapakivigraniitit esiintyvät usein joko paleo- tai mesoproterotsooisten mantereisten kuorialueiden sisällä tai niiden läheisyydessä ja ne ovat selvästi ympäröivää kuorta nuorempia (Rämö ja Haapala 2005). Suomen rapakivigraniitit ja niihin liittyvät mafiset ja intermediääriset kivet ovat 350–150 Ma nuorempia kuin ympäröivät paleoproterotsooiset svekofenniset kivet. Suuren ikäeron perusteella voidaan sanoa rapakivien ja niihin liittyvien kivilajiassosiaatioiden olevan anorogeenisiä suhteessa svekofenniseen orogeeniaan (Rämö ja Haapala 2005). Iänmäärittysten avulla (mm. Suominen 1991, Vaasjoki et al. 1991) Suomen rapakivigraniitit voidaan jakaa kahteen ryhmään: Kaakkois- ja Etelä-Suomen rapakivet (Viipuri, Suomenniemi, Ahvenisto, Onas, Obbnäs, Bodom) ovat iältään 1650–1620 Ma ja Lounais- ja Länsi-Suomen (Ahvenanmaa, Laitila, Vehmaa, Peipohja, Mynämäki, Reposaari, Siipyy, Eurajoki, Fjälskär, Kökardsfjärden) ovat noin 50–100 Ma vuotta nuorempia, ikien vaihdellessa 1590–1540 Ma vuoden välillä.

Rapakiviin liittyy läheisesti kvartsi-maasälpäporfyryrijuonia, jotka vastaavat koostumukseltaan rapakiviä ja leikkaavat niin ympäröivää svekofennistä kallioperää kuin rapakiviäkin. Jälkimmäisiin ajallisesti ja paikallisesti liitetyt mafiset kivet esiintyvät sekä gabro-anortosiittiplitoneina, joita löydetään rapakiviplitonien sisäosista ja reunoilta, että diabaasijuoniparvina, jotka leikkaavat ympäröivää svekofennistä kallioperää ja paikallisesti myös rapakiviä (Rämö ja Haapala 2005). Monet tutkimukset (mm. Rämö 1991, Eklund 1993, Salonsaari 1995) osoittavat felsisten ja mafisten magmojen muodostavan seoskiviä. Geofysikaalisten tutkimusten ja tulkintojen (mm. Korja ja Heikkinen 1995) mukaan rapakivigraniitit ovat korkeintaan 10 km paksuja laattamaisia intrusiivisia massoja mantereisen kuoren yläosassa.

Rämö (1991) on tulkinnut Suomen rapakivigraniittien edustavan svekofennisen kuoren alaosassa dehydratoitumissulamisen tuloksena syntyneitä intermediäärisiä ja happamia magmoja. Samanikäisten gabro-anortosiittiplitonien ja diabaasijuonten on tulkittu olevan vaippaperäisiä ja ne ovat toimineet lämmön lähteenä, joka on mahdollistanut alakuoren sulamisen. Monien anorogeenisten graniittien tektoniseksi ympäristöksi on ehdotettu alkavaa tai keskeytynyttä mantereista riftiä (Haapala ja Rämö 1999). Rapakivimagmatismien yhteyttä orogeenisiin prosesseihin on tarkasteltu monissa eri tutkimuksissa. Tutkimuksissa ehdotetut mallit voidaan luokitella kolmeen pääryhmään:

1) vaipan osittaisessa sulamisessa syntynyt emäksinen magma on kuoren alle tunkeutuessaan aiheuttanut kuoren osittaista sulamista (mm. Haapala ja Rämö 1990); 2) paksuuntuneen orogeenisen kuoren sulaminen (Vorma 1976, Windley 1991); 3) kratonin sisäinen magmatismi, joka liittyy orogeniaan kratonin reunalla (Teixeira et al. 1989, Bettencourt et al. 1999). Haapalan ja Rämön (1999) mukaan rapakivien ikäiset yhdensuuntaiset diabaasi- ja porfyryrijuonet (Haapala ja Rämö 1990), grabenmuodostumat (Haapala 1988), ohentunut kuori rapakivibatoliittien alueella sekä listriset siirrokset (Korja ja Heikkinen 1995) todistavat, että rapakivet ja niihin liittyvät mafiset ja felsiset kivilajiseurueet ovat ekstensionaalisen tektoniikan tuottamia. Malli, jossa mafinen magma tunkeutuu kuoren alle vaipan osittaisen sulamisen tuloksena, selittää parhaiten bimodaalisen magmatismin, kivien geokemian sekä isotoopit on (Haapala ja Rämö 1999). Mafisen magman tunkeutuminen kuoren alle on yhteydessä joko aktiiviseen tai passiiviseen riftitytymiseen, ekstensionaaliseen orogeenian romahtamiseen, syviin vaipan pluumeihin tai vaipan epästabiiliuteen suhteessa laattojen liikkeisiin (Haapala ja Rämö 1999).

### **2.3. Basalttinen magmatismi ja sulan koostumuksen merkitys**

Maan kivikehän voidaan olettaa saaneen alkunsa basalttisista sulista, joiden kautta muut kivet ovat syntyneet. Näin ollen basaltit ovat suuressa roolissa, kun yritämme ymmärtää Maan syntyä ja kehitystä. Basalttien synty voidaan liittää suoraan vaipassa tapahtuviin prosesseihin, konvektioon ja osittaiseen sulamiseen (Cox et al. 1981).

Maapallo käsitetään kiinteänä pallona, ulointa ydintä lukuun ottamatta. Pinnalle purkautuvat emäksiset magmat ovat vaipan osittaissulia, joiden kemiallinen koostumus poikkeaa lähteen koostumuksesta. Magman kohdatessa tietyn lämpötilan ja paineen se alkaa kiteytyä ja syntyneet kiteet voivat erottua sulasta magmasta (fraktioiva kiteytyminen). Magman kiinteän ja sulan faasin ollessa tasapainossa, on mineraalien ja sulan kemiallinen koostumus erilainen, siksi fraktioiva kiteytyminen muokkaa uudelleen magman koostumusta. Esimerkiksi useat basalttiset magmat sisältävät sekä sulaa että oliviinikiteitä. Oliivinikiteet sisältävät sulaan verrattuna enemmän magnesiumia ja vähemmän piitä. Sulan pääkomponentteja kalsiumia ja natriumia ei löydy oliviinikiteistä laisinkaan (Cox et al. 1981).

Kiteiden gravitatiivinen erottautuminen on tunnettu ilmiö ja intruusiot, jotka nykyisin ovat paljastuneina, ovat tuoneet runsaasti todisteita, siitä miten kiteet ovat asettuneet kammion pohjalle. Edellä mainittuja kutsutaan kumulaateiksi ja vaikka niiden alkuperä on täysin magmaattinen, ei niiden kokokivikoostumus enää vastaa alkuperäisen sulan magman koostumusta. On hyvin tärkeää erotella kumulaatit, jotka eivät edusta sulan koostumusta niistä laavoista ja intruusioista jotka edustavat. Esimerkiksi jos oliviinikiteet erottuvat gravitatiivisesti magmakammiossa, jolloin saadaan kumulaatti joka on lähes puhdasta oliviinia. Tässä tapauksessa on väärin olettaa, että alkuperäinen sula olisi ollut koostumukseltaan duniittia. (Cox et al. 1981).

## **2.4. Mantereiset laakiobasaltit**

Mantereiset laakiobasaltit ovat yleisesti ottaen kehittyneitä tholeiitteja verrattuna primitiivisten basalttien koostumuksiin. Ne muistuttavat pääalkuainekoostumukseltaan ja mineralogialtaan valtameren keskiselänteiden basaltteja (MORB) ja hivenalkuainekoostumukseltaan valtameren saarten basaltteja (OIB) ja rikastuneita valtameren keskiselänteiden basaltteja, joita luonnehtivat alhaiset Mg-luvut sekä alhaiset Ni-pitoisuudet. Mantereisten laakiobasalttien synty liittyy mantereisiin repeämävyöhykkeisiin ja vaipan kohoamiseen, jonka on aiheuttanut joko vaipan pluumi tai subduktio. Mantereiset laakiobasaltit ovat rikastuneet sopeutumattomista alkuaineista bariumista hafniumiin suhteessa valtameren keskiselänteiden basaltteihin. Mantereisten laakiobasalttien on tulkittu syntyneen joko pikriittien tai rautarikkaan vaipan osittaisen sulamisen kautta (Wilson 1989). On mahdollista, että basaltit ovat tulleet vaipan alueilta, jotka ovat Fe-rikkaita suhteessa normaaliin vaipan lherzoliittiin tai ne ovat primäärinen magmojen sijaan Mg-rikkaita pikriittejä, jotka ovat fraktioituneet alhaisessa paineessa. Mantereisten basalttien alhaiset Mg-luvut eivät ole tasapainossa normaalin vaipan lherzoliitin kanssa. Mantereisten basalttien tulkinnassa on otettava huomioon kaksi fundamentaalista kysymystä, primäärinen magmojen laatu ja luonne sekä kuorellisen kontaminaation määrä (Wilson 1989).

Mantereiset basaltit ovat usein porfyyrisiä, hajarakeiden ollessa pääasiassa plagioklaasia, mutta silloin tällöin myös oliviinia, augiittia, pigeoniittia sekä titanomagnetiittia. Hajarakeiden esiintyminen on Cox:in (1980) mukaan parhaiten selitettävissä Mg-rikkaiden pikriittien alhaisessa paineessa tapahtuvan fraktioivan

kiteytymisen avulla, joka tukee käsitystä pikriittisestä lähteestä suhteessa Fe-rikkaaseen vaipan lähteeseen. Mantereisten basalttien alhaiset Ni-pitoisuudet yhdistettynä positiivisiin CaO-MgO korrelaatioihin viittaavat myös alhaisessa paineessa tapahtuneeseen plagioklaasin ja klinopyrokseenin fraktioitumiseen. Myös sopeutuvien alkuaineiden alhaiset pitoisuudet tukevat väitettä, että mantereiset laakiobasaltit eivät ole primäärejä magmoja vaan ovat läpikäyneet ainakin oliviinin fraktioitumisen matkalla pintaan. Fraktioituminen lisää sopeutumattomien (mm. P ja Zr) alkuaineiden konsentraatioita suhteessa MgO-rikkaisiin primääreihin magmoihin. Sopeutuvat alkuaineet (mm. Ni ja Cr) pysyvät kiinteässä faasissa ja näin ollen niiden alhaiset pitoisuudet luultavasti kuvastavat magman fraktioitumista (Cox et al. 1981, Wilson 1989).

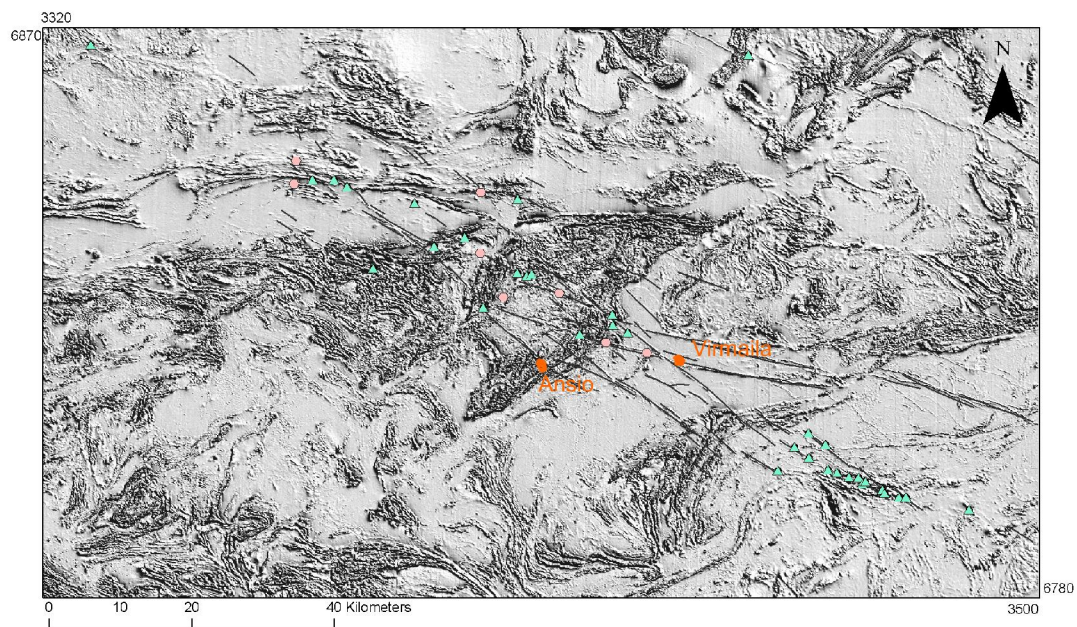
## 2.5. Hämeen diabaasijuoniparvi

Vallitseva käsitys Hämeen diabaasijuoniparvesta perustuu pääosin Laitakarin tutkimuksiin (1969, 1987, 1989). Suurin osa juonista on purkautunut kalliooperän rakoihin, joissa ei ole tapahtunut havaittavia liikuntoja niiden purkautumisen jälkeen (Laitakari 1969, 1987). Juonet esiintyvät usein limikkäin (*en echelon*), joka luultavasti liittyy purkausaikaiseen paineen säätelemään rakojen aukeamiseen. Juonien kontaktien perusteella sivukivi on ollut hauras intruusion aikana (Laitakari 1969, Laitakari ja Leino 1989).

### 2.5.1. Hämeen juonien iänmääritykset ja niiden yhteys kulkusuuntiin

Hämeen juoniparvesta on ajoitettu kaksi juonta; Ansio ja Virmaila (Kuva 2). Ansion juoni kuuluu N 75° W -suuntaiseen osaparveen ja Virmaila N 60° W -suuntaiseen osaparveen (Laitakari 1969). Ansion juonen diskordia-konkordia intersektio on antanut juonen iäksi  $1646 \pm 6$  Ma (Laitakari 1987) ja Virmailan juonen U-Pb diskordia-konkordia antaa Virmailan juonen iäksi  $1667 \pm 9$  Ma (Vaasjoki ja Sakko 1989). Edellä mainittujen iänmääritysten perusteella, on oletettu Hämeen diabaasijuoniparven asettuneen paikoilleen huomattavan pitkän jopa 20 Ma ajan kuluessa. (Vaasjoki ja Sakko 1989).

Laitakarin (1969, 1987, 1989) mukaan kahdessa eri pääsuunnassa olevat osaparvet eroavat toisistaan iältään, geokemialtaan ja suurimmat juonet myös tekstuuriltaan. Laitakari (1969, 1987) on tulkinut N 75° W -suuntaisen osaparven olevan geokemiallisesti primitiivisempi kuin N 60° W -suuntainen osaparvi. Aeromagneettisten matalalentokarttojen perusteella voidaan havaita erisuuntaisten juoniparvien leikkaavan toisiaan (mm. Korhonen ja Airo). Karttojen perusteella on arvioitu N 60° W -suuntaisen osaparven leikkaavan N 75° W -suuntaista parvea ja näin ollen olevan nuorempi osaparvista (Kuva 2). Kenttävahaintoja toisiaan leikkaavista osaparvista ei kuitenkaan ole (Laitakari 1969, 1987).



Kuva 2. Näytepisteet ja ajoitetut juonet aeromagneettisella kartalla. Pohjakartta GTK/matalalento aineisto.

### 2.5.2. Juonien petrografia

Laitakarin (1969) mukaan Hämeen diabaasit ovat mineraalikoostumukseltaan oliivinidiabaaseja. Ne koostuvat pääasiassa plagioklaasista, jonka määrä vaihtelee 40–70 %:n välillä (Laitakari 1987). Muut päämineraalit ovat oliiviini ja klinopyrokseeni (pääasiassa augiittia), joiden määrä on vaihteleva (Laitakari 1969). Laitakarin (1987) mukaan etenkin alueen itäosissa löydetään paikoin myös ortopyrokseenia. Aksessorisina

mineraaleina ovat biotiitti, kalimaasälpä, apatiitti, titaniitti ja zirkoni sekä opaakeista mineraaleista ilmeniitti ja magnetiitti. Yleisimmät sekundääriset mineraalit ovat serpentiini, kloriitti, talkki, epidootti ja sarvivälke (Laitakari 1969, 1987).

Diabaasien tekstuuri on usein subofiittinen ja plagioklaasi esiintyy perusmassan lisäksi hajarakeina (fenokrystit < 5cm, megakrystit > 5cm) sekä fragmentteina (Laitakari 1969). Leveimmissä juonissa megakrystit ovat satunnaisesti jakautuneita kun taas kapeissa juonissa megakrystit ovat usein keskittyneet juonien keskiosiin. 5–50 metriä leveissä juonissa hajarakeet ovat keskittyneet yläkontaktin läheisyydessä sijaitsevaan vyöhykkeeseen. Juonissa on myös anortosiittiautoliitteja, kvartsiittiksenoliitteja sekä muita ympäröivää magmaa kevyempiä kappaleita, jotka ovat keskittyneet samoihin vyöhykkeisiin plagioklaasihajarakeiden kanssa. Suurimmassa osassa juonia, ei havaita virtausrakenteita ja juonet ovat suuntautumattomia. Leveät juonet ovat usein keskiosastaan karkearakeisempia kuin kapeat juonet (Laitakari 1969).

Laitakarin (1969) mukaan Partakorven, Toritun, Kellosalmen, Virmailan ja Nikkaroisten juonet poikkeavat muista Hämeen alueen diabaaseista. Juonet ovat rakenteeltaan nk. laikullisia (spotted) diabaaseja, joissa plagioklaasiliistakkeet muodostavat matriksiin kasaumia, matriksin koostuessa lähinnä oliviinista ja augiitista toisin sanoen niiden rakenne on glomeroporfyyrinen. Glomeroporfyyrisiä osia on havaittu vain juonissa, joiden leveys ylittää 50 m. Glomeroporfyyrisistä diabaaseista ei ole löydetty plagioklaasimegakrystejä ja myös pienien hajarakeiden on katsottu olevan harvinaisia (Laitakari 1969). Glomeroporfyyriset juonet kuuluvat N 75° W -suuntaiseen osaparveen, kun taas N 60° W -suuntainen osaparvi sisältää runsaasti autoliitteja, plagioklaasihajarakeita ja ksenoliitteja. Ksenoliitit ovat useimmiten kvartsiittiksenoliitteja ja ne ovat yleisiä alle 20 metriä leveissä juonissa.

### *2.5.3. Juonien geokemia*

Laitakari (1969) on kuvaillut juonien geokemiallista koostumusta kolmen analyysituloksen avulla. Laitakarin lisäksi juonien kemiallista koostumusta ovat tutkineet Boyd (1972), Lindqvist ja Laitakari (1980) sekä Rämö (1991). Yhteensä analysoituja juonia on kuusi kappaletta: Ansio, Partakorpi, Vehkajärvi (Laitakari 1969); Aihtia (Lindqvist ja Laitakari 1980); Kasiniemi ja Virmaila (Rämö 1991). Boyd (1972)

on tutkinut Vehkajärven diabaasin avulla magman alkuperää ja differentaatiota. Lindqvist ja Laitakari (1980) ovat tutkineet Oriveden juonesta kapeissa apofyyseissä säilynyttä kiteytymätöntä lasia, joka osoittaa sivukiven lämpötilan olleen alhainen ja purkauksen aikaisten olosuhteiden olleen stabiileja. Oriveden juonen mantelikivirakenne indikoi alhaista painetta. Laitakarin (1987) mukaan juonien kemiallisen koostumuksen vaihtelu on suurinta Päijänteen itäpuolella. Saman juonen eri osista (Vehkajärvi, Aihtia) tehdyt analyysit osoittavat myös huomattavaa koostumuksen vaihtelua, joka on tulkittu kiteytymisen aikana tapahtuneen differentaation aiheuttamaksi.

#### *2.5.4. Hämeen juoniparven yhteys samanikäisiin rapakiviin*

Laitakari ja Leino (1989) ovat ehdottaneet molempien juoniparvien magman lähteeksi Ahveniston gabro-anortosiitiplutonia ja heidän mukaansa kaksi erisuuntaista juoniparvea edustaisivat saman magmasysteemin kahta eri faasia, jotka olisivat purkautuneet eri ajanjaksoina. Laitakarin ja Leinon (1989) mukaan on mahdollista, että riftiytyminen, joka on aikaansaanut kanavan mafisen magman kulkeutumiselle, on myös yhteydessä Viipurin rapakivibatoliitin diapiiriseen paikalleen asettumiseen. Laitakarin (1987) mukaan rapakivien ylöspäin suuntautunut liike olisi aiheuttanut häiriötä isostaattisessa tasapainossa ja synnyttänyt syvämurroksia. Syvämurroksien läheisyydessä vaipan aines olisi sulanut ja purkautunut lähemmäs maan pintaa muodostaen magmapesäkkeitä. Kun maankuoren jännitys on uudelleen lauennut, olisivat kallioperän vanhat raot auenneet, joiden kautta mafinen magma olisi purkautunut rakotulivuorijonoina ainakin kahdessa eri vaiheessa.

Jos rapakiven gravitatiivinen nousu aiheutti halkeamien täyttymisen basalttisella magmalla, osoittavat diabaaseista ja rapakivistä saadut iät sitä että suuriin osa rapakivigraniiteista kiteytyi niiden paikoilleen asettumisen jälkeen ja suurin osa basalttisesta magmasta olisi jo kiteytynyt (Vaasjoki ja Sakko 1989). Tämä selittäisi myös vähäisen magmojen sekoittumisen rapakiviplitonien läheisyydessä (Laitakari ja Leino 1989). Suuret massat graniittista magmaa nousi gravitatiivisesti aiheuttaen säteittäistä kallioperän rakoilua ympäröivissä kivilajeissa, kun samalla lähistöllä sijaitsevat pienemmät basalttiset magmakammiot häiritsivät vähässä määrin nousevaa graniittista magmaa. Alhaisesta viskositeetista johtuen basalttinen magma täytti

suurimman osan syntyneistä raoista kun taas vain muutamat plutonin lähellä sijaitseva raot täyttyivät graniittisella magmalla synnyttäen graniittiset porfyryjuonet (Laitakari ja Leino 1989). Mm. Boyd (1972) on tulkinut Hämeen juonien kiteytyneen alhaisen paineen olosuhteissa lähellä pintaa.

Viipurin batoliitin zirkonien iänmääritykset vaihtelevat 1660 Ma:sta 1620 Ma:han ja intrusiivin päävaiheiden katsotaan olleen välillä 1650–1630 Ma. Mallille, jota Hämeen diabaasiparvelle on ehdotettu, olisi Viipurin batoliitin rapakiven nousu korkeammalle kuoreen alkanut 1670 Ma ja loppunut viimeistään 1640 Ma. Jos näin olisi, tarkoittaisi se sitä, että rapakiven ikä ei heijastaisi batoliitin paikoilleen asettumista vaan intrusiivin jäähtymistä alle tietyn lämpötilan, mahdollisesti 750–800 °C (Vaasjoki ja Sakko 1988). Vaihtoehtoisesti riftiytyminen joka on johtanut diabaasien paikoilleen asettumiseen, on osoitus ekstentionaalisesta vaiheesta Fennoskandian kuoren kehityksessä. Tässä tapauksessa laatan ekstensio olisi alkanut ~1670 Ma sitten ja vuoteen 1650 Ma mennessä riittävä määrä graniittista magmaa olisi akkumuloitunut minimipaineeseen, jonka tuloksena valtavat määrät magmaa olisi voinut diapiirisesti intrudoitua. Zirkoneiden iänmääritykset kuitenkin ovat todiste Fennoskandian laatan riftiytymisestä vähintään 20 Ma vuoden ajan, oli sitten kyse rapakivimagman diapiirisestä noususta tai kontinentaalisen ekstension ajasta (Vaasjoki ja Sakko 1989).

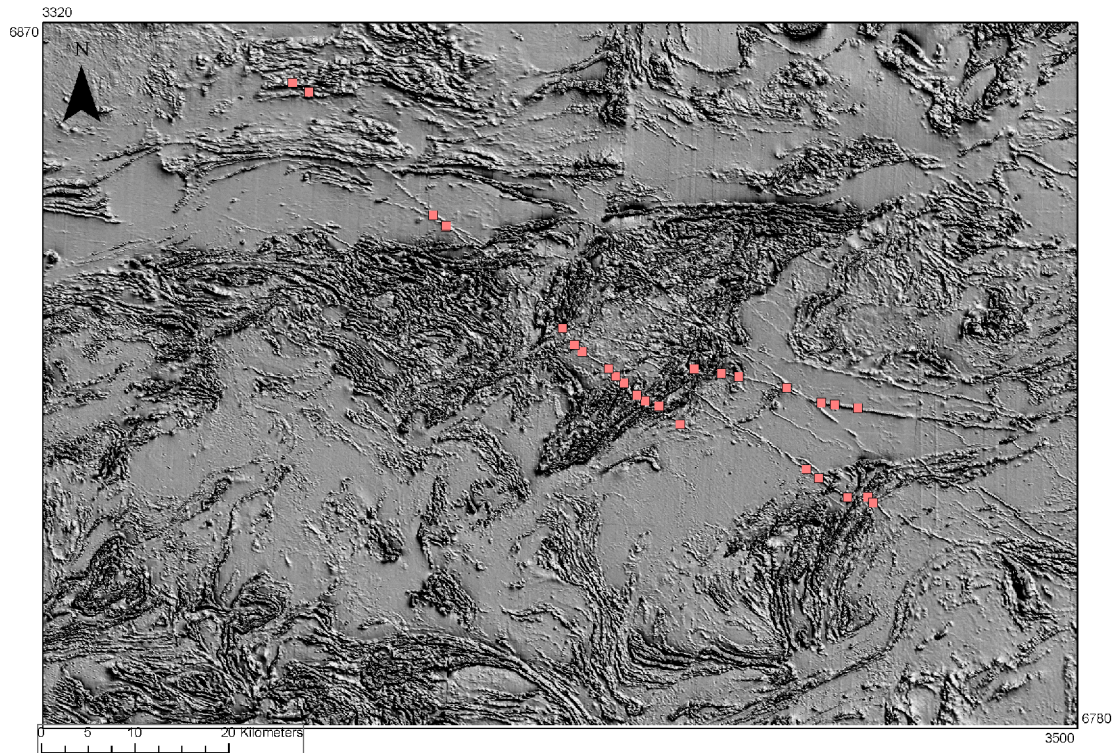
Hämeen juoniparvesta on olemassa myös Nd ja Pb isotooppidataa (Rämö 1990). Rämön (1990) mukaan neodyymien ja lyijyn koostumukset ilmentävät joko rikastunutta vaippa lähdeä, kuoren kontaminaatiota tai molempia. Hämeen diabaasit intrudoituivat samaan aikaan runsaan felsisen magmatismien kanssa. Haapala ja Rämö (1990) ovat tulkinneet rapakivimagman syntyneen svekofennisen kuoren osittaisella sulamisella. Kuoren sulattamiseen tarvittu lämpö on mahdollisesti tuotettu vaipan mafisilla sulilla, joita mm. Hämeen diabaasit edustavat nykyisellä eroosiotasolla. Näin ollen olisi ymmärrettävää, että mafiset magmat, jotka olisivat kulkeutuneet osittain sulan alakuoren läpi, olisivat kontaminoituneet sopeutumattomista alkuaineista (mm. U, Pb, Th, Nd, Sm).



### 3. AINEISTO

Alueelta on kivivasaran avulla kerätty 47 näytettä 42 eri juonesta (Kuva 2), joiden kemiallinen koostumus on analysoitu Helsingin yliopiston geologian laitoksen XRF-laitteella sekä Washingtonin yliopiston GeoLab'in ICP-MS-laitteella. Näytteistä on analysoitu sekä pää- että hivenalkuaineet. Näytteet on pyritty ottamaan niin että ne edustaisivat mahdollisimman hyvin fraktioitumatonta sulaa: tutkimukseen on yritetty saada mahdollisimman monta näytettä kapeista juonista, näytteet on pyritty ottamaan läheltä reunaa ja hajarakeita on pyritty välttämään. Suurin osa juonista on kuitenkin niin leveitä (>20 m) ja huonosti paljastuneita, että on mahdotonta sanoa, mistä kohtaa juonta näyte on otettu. Juonista, joista on otettu kaksi näytettä (n=5), toinen näytteistä juonen reunasta (ei jäähtymisreuna) ja toinen juonen keskiosasta.

42 näytteestä on myös valmistettu ohuthieet. Ohuthieistä on tehty petrografinen tutkimus polarisaatiomikroskoopin avulla. Suurin osa juonista on tyypillisiä tasarakeisia ofiittisia/subofiittisia hieno -ja keskirakeisia diabaaseja. Paikoitellen diabaasit sisältävät runsaasti suuria plagioklaasihajarakeita (megakrysteja, > 5cm). Kapeat alle metrin levyiset juonet ovat hyvin hienorakeisia, lasimaisia diabaaseja, joissa on suurempia plagioklaasihajarakeita. Vertailuaineistona on käytetty Petri Peltosen julkaisematonta aineistoa alueelta sekä Hämeen (Laitakari 1969, 1987, 1989), Suomenniemen (Rämö 1991) ja Kopparnäsin (Luttinen ja Kosunen 199?) parvista julkaistuja analyysejä. Peltosen aineisto koostuu 31 kivivasaran avulla irrotetusta näytteestä 15 eri juonesta (Kuva 3). On kuitenkin mahdollista, että juonet ovat toistensa jatkeita ja näin ollen kyseessä on ainoastaan 2 eri juonta.



Kuva 3. Petri Peltosen julkaisemattoman aineiston näytteenottoaikat magneettisella kartalla esitettyinä. Pohjakartta GTK/matalalento aineisto.

#### 4. MENETELMÄT

Kemialliset analyysit on tehty Helsingin ja Washingtonin (GeoLab) yliopistojen laboratorioissa. Helsingin yliopiston geologian laitoksella analysoitiin röntgenfluoresenssilaitteella (XRF) pääalkuaineet sekä hivenalkuaineet Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, La, Nb, Ni, Rb, Sr, U, V, Y, Zn, ja Zr. Yhdeksän rinnakkaista näytettä lähetettiin Washingtonin yliopistoon XRF-analyysiin. Lantanidit sekä hivenalkuaineet Rb, Ba, Sr, Th, U, Pb, Nb, Y, Ta, Hf, ja Sc analysoitiin ICP-MS-menetelmällä Washingtonin yliopiston laboratoriossa.

Näytteet esikäsiteltiin analyysijä varten Helsingin yliopiston laboratoriossa. Suurimmat näytteet halkaistiin hydraulipuristimen avulla, jonka jälkeen näytteet murskattiin leukamurskaimella pienemmiksi kappaleiksi (0.5-1 cm). Näytteet pestiin ja kuivattiin, jonka jälkeen puhtaista näytteistä valittiin tutkimuksen kannalta mahdollisimman

edustava fraktio: pyrittiin välttämään rapautumispintoja, plagioklaasikiteitä sekä puristimesta ja murskaimesta peräisin olevia metallisia jälkiä.

Valitut sirut jauhettiin kuulamylyllä volframikarbidipannussa, jonka jälkeen näytteistä valmistettiin XRF-laitteeseen soveltuvia lasinappeja. Lasinappien valmistuksessa on käytetty Helsingin yliopiston geologian ja maantieteen yhteislaboratorion toimintakäsikirjassa olevia yleisiä ohjeita (Virkanen et al. 2007). Näytejauhe sekoitettiin sulatteaineeseen eli fluksiin, joka on ultrapuhdasta litiumtetraboraatin ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  49,75 %), litiummetaboraatin ( $\text{LiBO}_2$  49,75 %) ja litiumbromidin ( $\text{LiBr}$  0,5 %) seosta. Puhtaisiin posliiniupokkaisiin punnittiin 6 grammaa sulateainetta 5 mg:n tarkkuudella, jonka jälkeen upokkaaseen lisättiin 0,6 grammaa näytejauhetta. Sekoitettu jauheseos sulatettiin platinaupokkaassa noin 1000 °C lämpötilassa, jonka jälkeen näytteet analysoitiin XRF-laitteella, joka on mallia Philips PW1480 x-ray spectrometer (aallonpituusdispersiivinen röntgenspektrometri) ja se on kalibroitu kiinteiden alkalisulatemenetelmällä tehtyjen lasinappien analysointiin. Laitteen valmistusvuosi on 1988.

Washintonin yliopistossa lasinapit XRF-analyysijä varten valmistetaan lähes samalla menetelmällä kuin Helsingin yliopistossa. Analyysiä varten valitut kivisirut (~28 g) jauhetaan kuulamylyllä volframikarbidipannussa, jonka jälkeen 3,5 g analyysijauhetta sekoitetaan 7,0 g puhdasta diliumtetraboraattia ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ). Seos sulatetaan grafiittiupokkaassa, jonka jälkeen saatu lasinappi jauhetaan ja sulatetaan uudestaan. ICP-MS-analyysijä varten kivisirut jauhetaan rautakuulamylyssä, jonka jälkeen jauhe ja litiumtetraboraatti yhdistetään ja sulatetaan HF,  $\text{HNO}_3$  ja  $\text{HClO}_4$  avulla avoimessa teflonpullossa. Volframikarbidipannu aiheuttaa jonkin verran kontaminaatiota Nb:n ja Ta:n tuloksiin, rautakuulamyly aiheuttaa merkittävää kontaminaatiota Fe:n, Ni:n, Cr:n ja Cu:n tuloksiin (Knaack 1994).

Analyysitulosten tarkkuutta on pyritty määrittämään arvioimalla sekä systemaattisia että satunnaisia virheitä, joita voidaan tarkastella sekä mittauksen oikeellisuuden (accuracy) että toistotarkkuuden (precision) avulla. Mittauksen oikeellisuudella tarkoitetaan useista mittauksista saatujen tulosten keskiarvojen yhtäpitävyyttä tunnettujen arvojen kanssa. Toistotarkkuus kertoo saatujen mittauksien keskinäisestä yhdenmukaisuudesta.

Johnson et al. (1999) ovat raportissaan arvioineet Washingtonin yliopiston XRF ja ICP-MS-analyysitulosten oikeellisuutta sekä toistotarkkuutta. Basalttisten näytteiden XRF-analyysien toistotarkkuus pääalkuaineiden kohdalla on  $< 0,5\%$   $\text{SiO}_2$ :n,  $\text{TiO}_2$ :n,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ :n,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ :n,  $\text{MnO}$ :n,  $\text{CaO}$ :n,  $\text{K}_2\text{O}$ :n sekä  $\text{P}_2\text{O}_5$ :n kohdalla poikkeuksina  $\text{MgO}$  ja  $\text{Na}_2\text{O}$ , joiden toistotarkkuus on  $< 1,5\%$ . XRF-analyysien hivenalkuaineiden tarkkuus on  $< 10\%$  Cr:lla, Sc:lla, V:lla, Ba:lla, Rb:lla, Sr:lla, Zr:lla, Y:lla, Nb:lla, Ga:lla, ja Zn:lla, sen sijaan Cu:n tarkkuus on  $< 20\%$ . Pb:n, La:n, Ce:n sekä Th:n analyysitulokset ovat semikvantitatiivisia. ICP-MS-analyysitulosten luotettavuus on  $< 2\%$  REE:lle, pois lukien Sm ja Eu, joiden toistotarkkuus on 2,1 % ja 2,5 %. Muiden hivenalkuaineiden toistotarkkuus  $< 2\%$ , paitsi Nb:n (2,2 %), Ta:n (2,7 %), Pb:n (3,2 %), Th:n (9,5 %) ja U:n (9,3 %) (Knaack 1994). Vertailtaessa WSU:n XRF-aineistoa referenssinäytteisiin voidaan havaita pääalkuaineiden kohdalla  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$  arvojen olevan 0,3 paino- % alhaisempia ja  $\text{SiO}_2$  arvojen olevan 0,45 paino- % korkeampia. Hivenalkuaineiden kohdalla Cr:n ja Zn:n arvot ovat n. 10–20 ppm alhaisempia.

Helsingin yliopiston geologian laitoksen XRF-analysoijan oikeellisuudesta ja toistotarkkuudesta ei ole julkaistua aineistoa. Lindholm (2009) on LuK-työssään tutkinut XRF:n tarkkuutta neljän erilaisen referenssinäytteen avulla. Basalttisen näytteen toistotarkkuus pääalkuaineille on  $< 0,5\%$   $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  ja  $< 1,5\%$   $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  sekä  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Hivenalkuaineiden toistotarkkuus on  $< 10\%$  Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V, Y, Zn ja Zr ja  $< 20\%$  Rb, Nb ja Ga. La:n, U:n ja Ce:n pitoisuustasot jäävät alle kahdella keskihajonnalla lasketun laitteen määrittämissä, eikä tuloksia näin ollen voida pitää luotettavina. Ga, Rb ja Nb jäävät alle kymmenellä keskihajonnalla lasketun laitteen määrittämissä, eikä tulokset ovat semikvantitatiivisia.

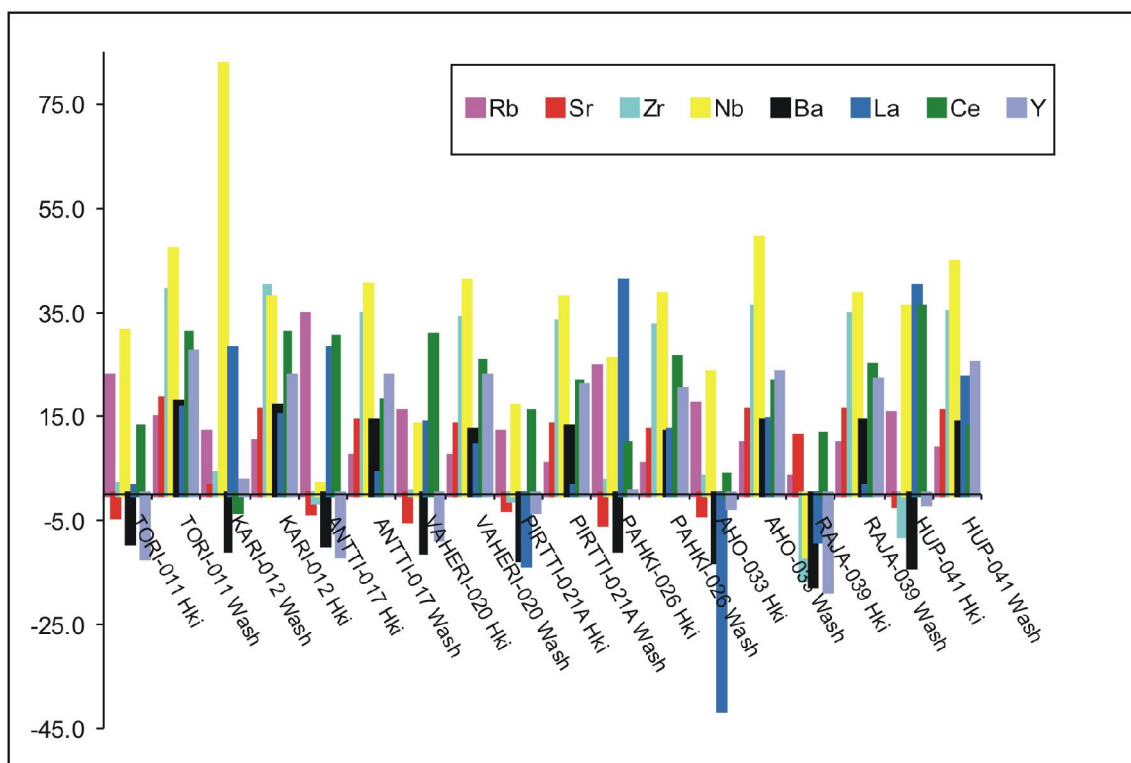
Vertailtaessa rinnakkaisia näytteitä keskenään voidaan havaita XRF-tulosten olevan suhteellisen samankaltaisia (Taulukot 1 ja 2). Hivenalkuaineiden kohdalla prosentuaaliset poikkeamat eri laboratorioiden välillä ovat hieman suuremmat. Suurimmat erot selittyvät alhaisilla pitoisuuksilla. Vertailtaessa Helsingin yliopiston ja Washingtonin yliopiston XRF-tuloksia Washingtonin ICP-MS-tuloksiin, ovat prosentuaaliset poikkeamat melkein kaikkien hivenalkuaineiden kohdalla Helsingin yliopistolla alhaisemmat kuin Washingtonin, ainoana poikkeuksena U, joka jää määrittämissä ulkopuolelle (Kuva 2).

Taulukko 1. XRF-tulosten vertailu 9 referenssituloksen avulla Helsingin yliopiston ja Washingtonin laboratorioden välillä absoluuttisen poikkeaman avulla, joka on laskettu kaavasta  $B = x - T$ , missä x on Helsingin analyysitulokset ja T on teoreettinen arvo, tässä tapauksessa referenssiarvo.

Abs.poik- keama	TORI-011	KARI-012	ANTTI-017	VAHERI-020	PIRTTI-021A	PAHKI-026	AHO-033	RAJA-039	HUP-041
SiO <sub>2</sub>	-1.01	-0.75	-0.99	-0.74	-0.90	-1.08	-1.13	-0.20	-0.76
TiO <sub>2</sub>	0.06	-0.09	-0.09	-0.07	-0.10	-0.04	-0.11	-0.48	-0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.41	0.04	-0.29	-0.33	-0.41	-0.40	-0.33	1.63	-0.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.53	1.36	1.51	1.23	1.55	1.74	1.76	-0.75	1.01
MnO	-0.01	-0.02	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.03	-0.01
MgO	-0.13	-0.72	-0.10	0.01	-0.09	-0.12	-0.19	-0.73	-0.03
CaO	0.01	0.11	-0.06	-0.07	-0.04	-0.13	0.01	0.60	0.10
Na <sub>2</sub> O	-0.21	-0.07	-0.13	-0.17	-0.18	-0.16	-0.19	0.08	-0.16
K <sub>2</sub> O	-0.03	0.00	-0.03	-0.03	-0.03	-0.01	-0.01	-0.20	-0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	-0.04	-0.03	-0.02	-0.04	-0.03	-0.02	-0.13	-0.03
V	-88.46	-71.99	-90.53	-83.36	-102.14	-104.34	-108.15	-119.85	-64.47
Cr	-48.83	-25.82	-21.80	-17.15	-7.54	-11.43	-27.33	-17.72	-3.12
Cu	-15.36	-42.12	-2.95	-8.23	-1.06	-7.87	-19.49	-9.08	-9.51
Zn	0.94	8.66	-4.80	-5.42	-4.66	-4.19	-0.70	-7.96	7.14
Ga	-38.22	-60.07	-39.54	-33.83	-51.70	-41.00	-48.11	-64.50	-28.63
Ni	-15.36	-42.12	-2.95	-8.23	-1.06	-7.87	-19.49	-9.08	-9.51

Taulukko 2. XRF-tulosten vertailu 9 referenssituloksen avulla Helsingin yliopiston ja Washingtonin laboratorioden välillä prosentuaalisen poikkeaman avulla, joka on laskettu kaavalla  $B (\%) = 100 * (x - T)/T$ , missä x on Helsingin analyysitulokset ja T on teoreettinen arvo, tässä tapauksessa referenssiarvo.

% poik- keama	TORI-011	KARI-012	ANTTI-017	VAHERI-020	PIRTTI-021A	PAHKI-026	AHO-033	RAJA-039	HUP-041
SiO <sub>2</sub>	-2.13	-1.7	-2.0	-1.50	-1.8	-2.2	-2.3	-0.4	-1.5
TiO <sub>2</sub>	2.14	-5.0	-3.1	-2.86	-3.2	-1.2	-3.7	-17.4	-8.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-2.46	0.3	-1.9	-2.03	-2.9	-2.6	-2.2	9.8	-0.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.78	7.6	10.6	9.53	10.9	12.2	11.9	-5.7	8.8
MnO	-2.86	-8.5	-3.9	-3.98	-4.2	-3.4	-3.4	-17.3	-3.9
MgO	-2.63	-5.6	-2.3	0.20	-2.2	-2.8	-3.1	-16.4	-0.5
CaO	0.09	1.9	-0.7	-1.07	-0.6	-1.7	0.1	7.9	1.2
Na <sub>2</sub> O	-6.74	-3.2	-4.4	-4.81	-6.9	-5.6	-6.7	2.8	-5.2
K <sub>2</sub> O	-2.09	0.0	-1.6	-1.32	-1.4	-0.3	-0.9	-10.3	-6.0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.05	-8.3	-3.8	-4.35	-3.8	-3.4	-2.3	-17.6	-6.5
V	-30.60	-36.6	-35.6	-29.65	-33.2	-33.2	-36.9	-46.9	-40.9
Cr	-54.95	-27.6	-35.3	-30.16	-13.3	-13.9	-22.9	-28.3	-9.9
Cu	-34.45	-21.1	-9.2	-18.18	-4.7	-27.6	-25.4	-33.1	-15.5
Zn	2.55	27.2	-10.7	-12.52	-9.9	-9.8	-1.5	-22.9	28.1
Ga	-19.34	-26.2	-18.3	-17.03	-21.0	-17.4	-20.7	-32.2	-17.0
Ni	-34.45	-21.10	-9.17	-18.18	-4.74	-27.61	-25.40	-33.14	-15.47



Kuva 4. Referenssinäytteiden prosentuaaliset poikkeamat suhteessa ICP-MS-tuloksiin.

Vertailussa käytetty Petri Peltosen aineisto on analysoitu Geologisen tutkimuskeskuksen Espoon kemian laboratoriossa XRF-analysaattorilla. Näytteet on murskattu leukamurskaimella, jonka leuat ovat mangaaniterästä. Murskatut näytteet on jauhettu volframikarbidipannussa. Muut tutkielmassa käytetyt vertailuaineistojen analyysimenetelmät löytyvät julkaisujen yhteydestä.

## 5. TULOKSET

### 5.1 Hämeen diabaasijuonien petrografia

Hämeen diabaasijuonien päämineraalit ovat plagioklaasi, oliiviini sekä pyrokseenit. Hieiden laadusta johtuen klinopyrokseenin ja ortopyrokseenin erottaminen toisistaan on vaikeaa, mutta voidaan olettaa pääosan pyrokseeneista olevan klinopyrokseenia, mahdollisesti augiittia. Aksessorisina mineraaleina on biotiitti, kalimaasälpä, opaakit mineraalit, zirkoni ja titaniitti. Sekundäärisinä mineraaleina ovat serpentiini, kloriitti,

talkki, epidootti ja sarvivälke. Juonet ovat tekstuuriltaan subofiittisia tai glomeroporfyyrisiä. Plagioklaasi esiintyy perusmassan lisäksi hajarakeina, joiden koko vaihtelee... välillä. Kaksi näytteistä sisältää mahdollisesti manteleita (VEHKA-004A ja KOUK-029), jotka ovat kvartsi- ja karbonaattitäytteisiä. Yksi näytteistä (VEHKA-004A) sisältää kivilajifragmentin, joka koostuu plagioklaasista, kalimaasälvästä ja kvartsista. Edellä mainitut juonet kuuluvat N 75° W -suuntaiseen osaparveen. Ohuthieet edustavat vain pientä osaa suurista juonista, joten on hyvin todennäköistä että niissä esiintyy enemmän kivilajifragmentteja ja manteleita kuin mitä tässä tutkimuksessa on esitetty. Tässä tutkimuksessa on haluttu välttää hajarakeita, joka osaltaan selittää kivilajifragmenttien vähäisen määrän.

Ohuthieiden perusteella ei havaita oliviinin esiintyvän runsaampana pääkulkusuunnassa, mutta plagioklaasihajarakeiden määrä sen sijaan on hieman runsampi kulkusuunnassa N 60° W. Eri geokemialliset ryhmät (selitetään luvussa 5.3.) eivät eroa toisistaan petrografisesti. Kaikkiin ryhmiin kuuluu petrografisesti hyvin erilaisia juonia joiden oliviinin, pyrokseenien ja plagioklaasin määrät vaihtelevat. Samoin raekoot vaihtelevat hienorakeisista keskirakeisiin.

## 5.2 Hämeen diabaasijuonien kemiallinen koostumus

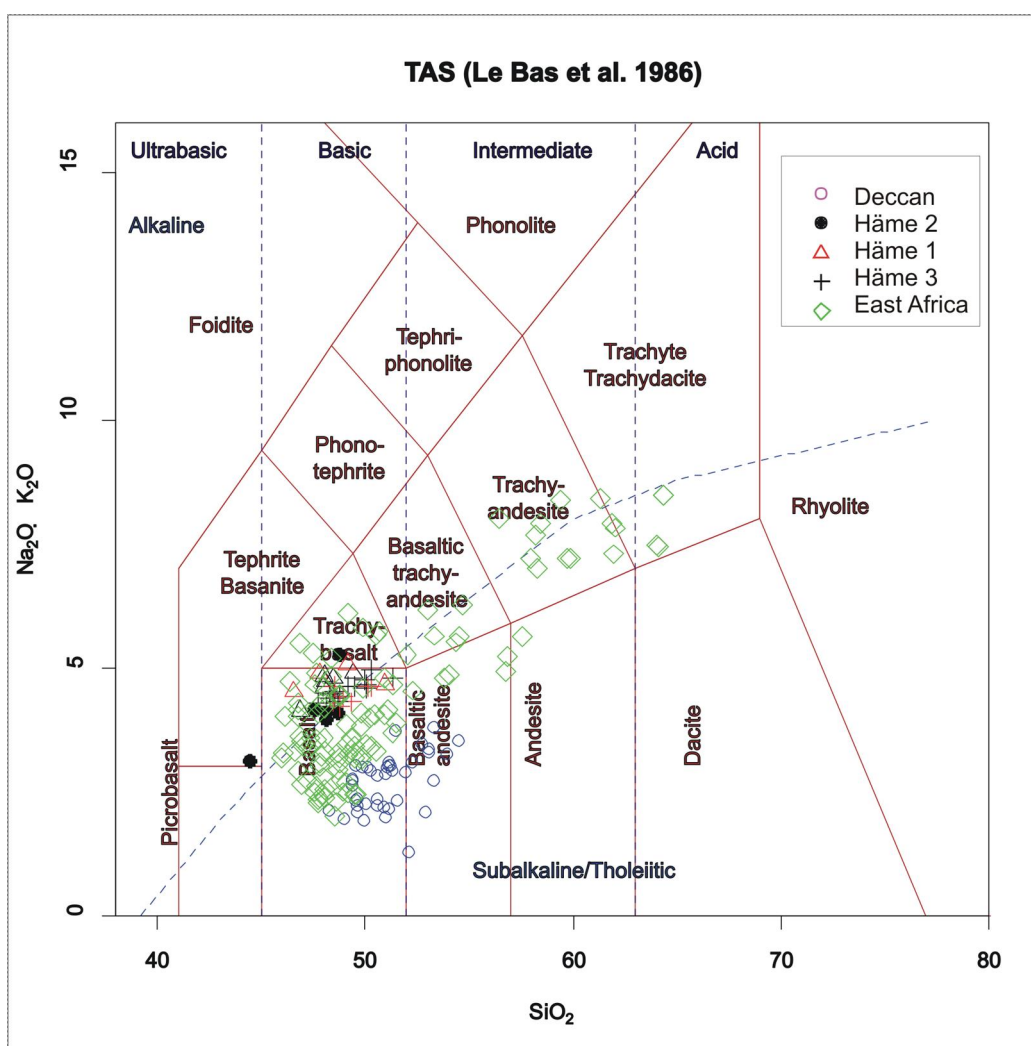
Hämeen diabaasit muistuttavat mineralogialtaan, pääalkuaine- ja hivenalkuainekoostumukseltaan mantereisia laakiobasaltteja (Wilson 1989). Tässä työssä niitä on verrattu Intian n. 60 Ma ikäisen Deccan laakiobasalttiprovinssin Toranmal muodostuman basaltteihin sekä Itä-Afrikan hautavajoaman kivilajeihin. Vertailuaineiston tulokset ovat Georoc tietokannasta (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>).

### 5.2.1 Pääalkuaineet

Helsingin yliopiston XRF-laitteella analysoidut tulokset ovat kokonaisuudessaan Liitteessä 1. TAS-diagrammin (Kuva 5) mukaan juonet vaihtuvat alkalisista subalkalisiin basaltteihin, joiden SiO<sub>2</sub>-pitoisuus vaihtelee 46,5–51,2 p. % välillä, totaalialkalien vaihdella 4,0–5,3 p. % välillä. Jensenin (1979) luokituksen mukaan ne ovat rautarikkaita tholeiitteja (Kuva 6), joiden TiO<sub>2</sub> (1,4–3,3 p. %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,4–1,1 p.

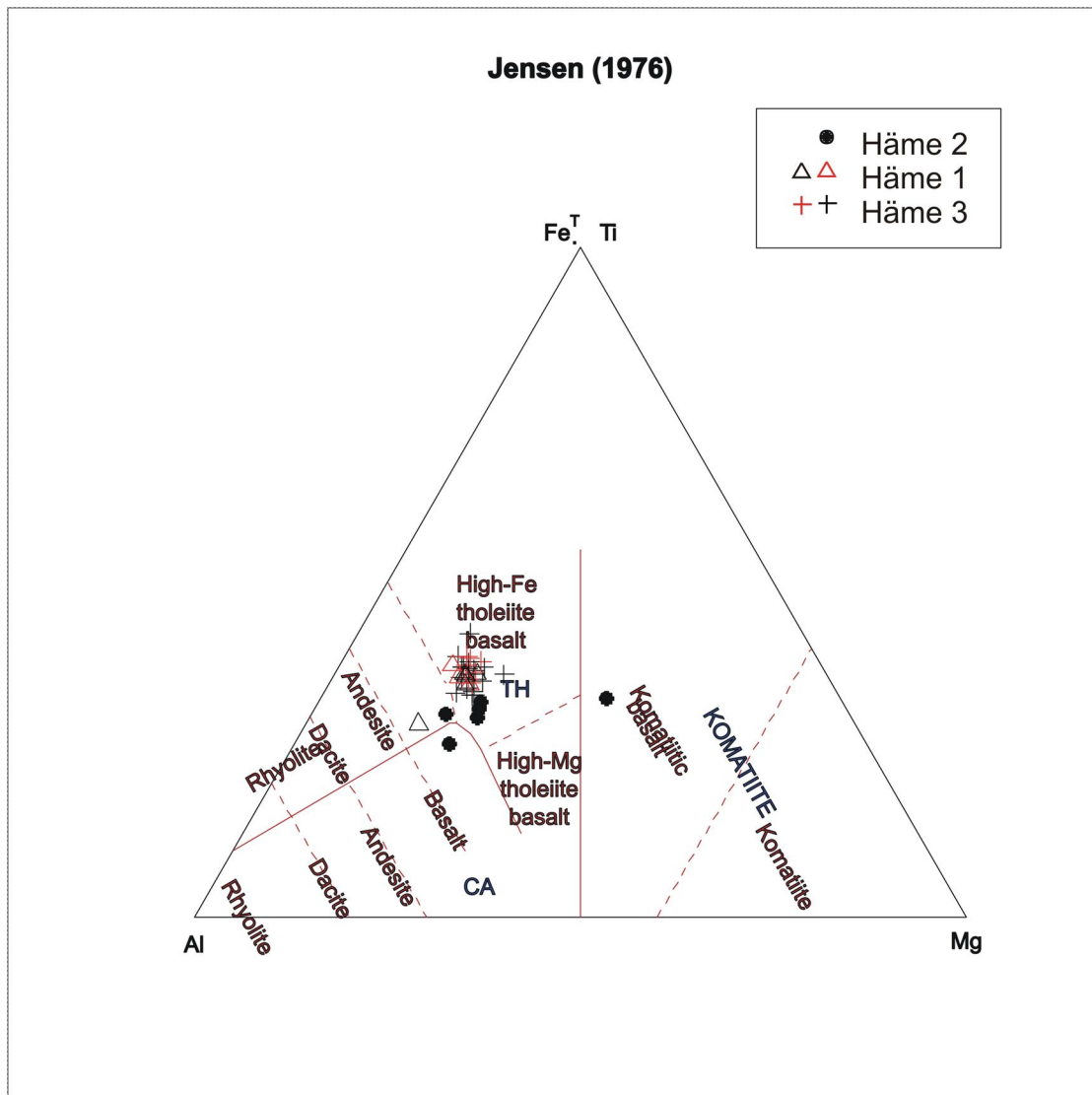


%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (12,3–16,6 p. %) ja  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12,9–18,6 p. %) pitoisuudet ovat suhteellisen korkeita ja  $\text{MgO}$  (3,4–5,9 p. %) ja  $\text{CaO}$  (6,2–8,7 p. %) pitoisuudet suhteellisen alhaisia. TAS-diagrammista (Kuva 5) havaitaan Hämeen diabaasijuonien muodostavan yhden suhteellisen homogeenisen ryhmän yhtä näytettä lukuun ottamatta. Poikkeavan näytteen  $\text{SiO}_2$ -pitoisuus, totaaliaalkaleja,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -pitoisuudet ovat alhaisempia verrattuna muihin näytteisiin ja  $\text{MgO}$ - ja  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -pitoisuudet ovat korkeammat. Edellä mainituista syistä näyte on jätetty pois juoniparven keskiarvoja laskettaessa (Taulukko 3). Syy näytteen poikkeavuuteen selitetään tulosten tarkastelussa.



Kuva 5. Hämeen diabaasien kemiallinen koostumus  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (TAS) diagrammissa (Le Bas et al. 1986). Hämeen diabaasijuonien geokemialliset ryhmät selitetään tarkemmin kappaleessa 5.3.



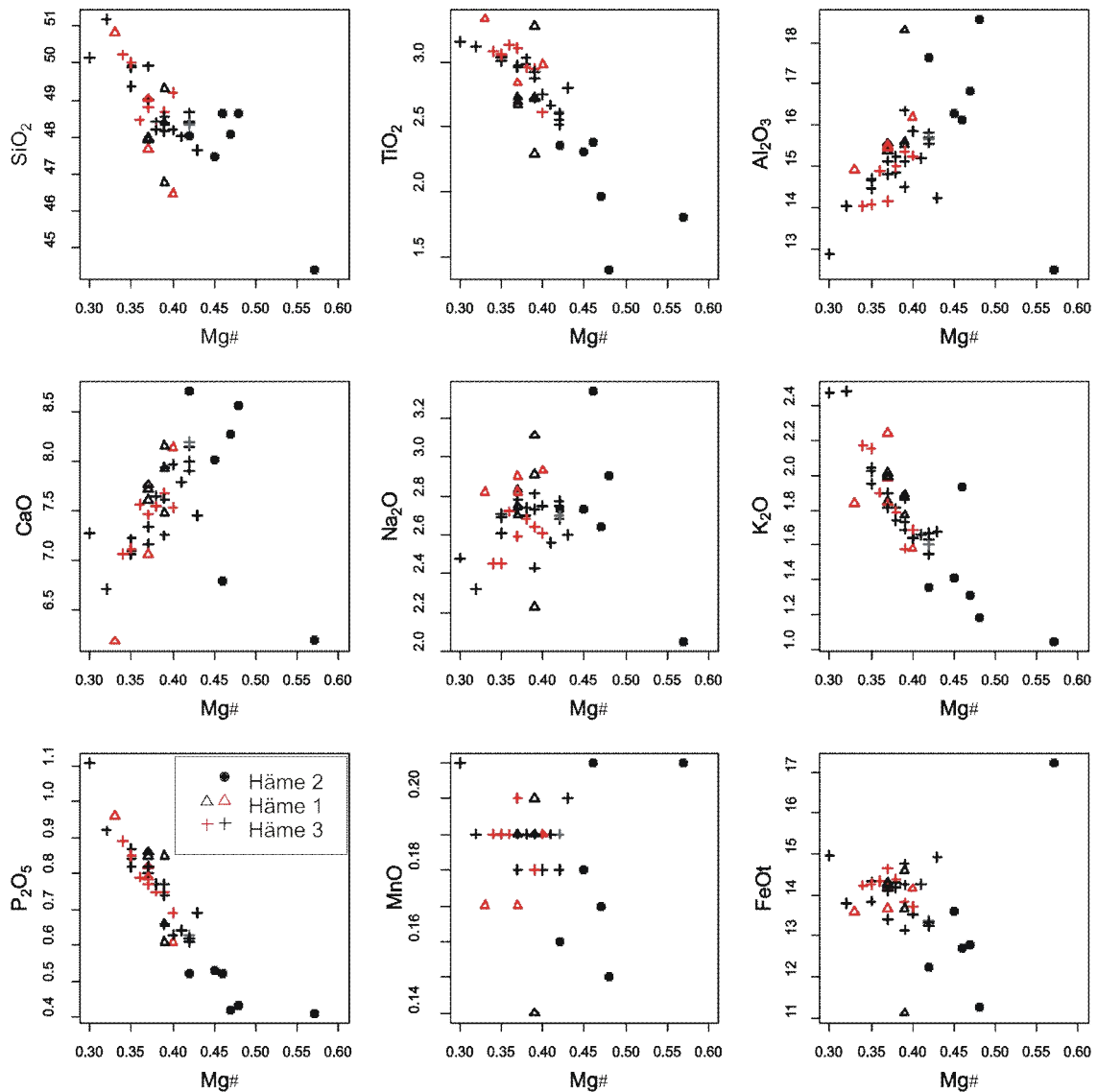


Kuva 6. Hämeen diabaasien luokittelu Jensenin (1976) mukaan. Hämeen diabaasisuonien geokemialliset ryhmät selitetään tarkemmin kappaleessa 5.3.

Mafisten magmojen kehityksen arvioinnissa käytetään usein bivariaatiodiagrammeja, joista Mg-luku auttaa hyvin basalttisten sulien fraktioivan kiteytymisen arvioinnissa. Variaatiodiagrammien vahvat trendit ovat usein todisteita kide-sula erotuksesta magman kehityksen aikana. Variaatiodiagrammien taitekohdat on usein tulkittu ilmentämään muutosta fraktioivassa mineraaliseurueessa.

Kuvasta 7 havaitaan monien alkuaineiden korreloivan hyvin Mg-luvun kanssa.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO ja  $\text{Na}_2\text{O}$  korreloivat positiivisesti Mg-luvun kanssa ja  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  ja  $\text{P}_2\text{O}_5$  korreloivat negatiivisesti.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ja MnO korreloivat heikommin kuin muut pääalkuaineet. Toisin sanoen Mg-luvun laskiessa, laskevat  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO ja  $\text{Na}_2\text{O}$

pitoisuudet ja  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  ja  $\text{P}_2\text{O}_5$  pitoisuuksien kasvaessa, Mg-luvun (0,30–0,48) ollessa suhteellisen alhainen.

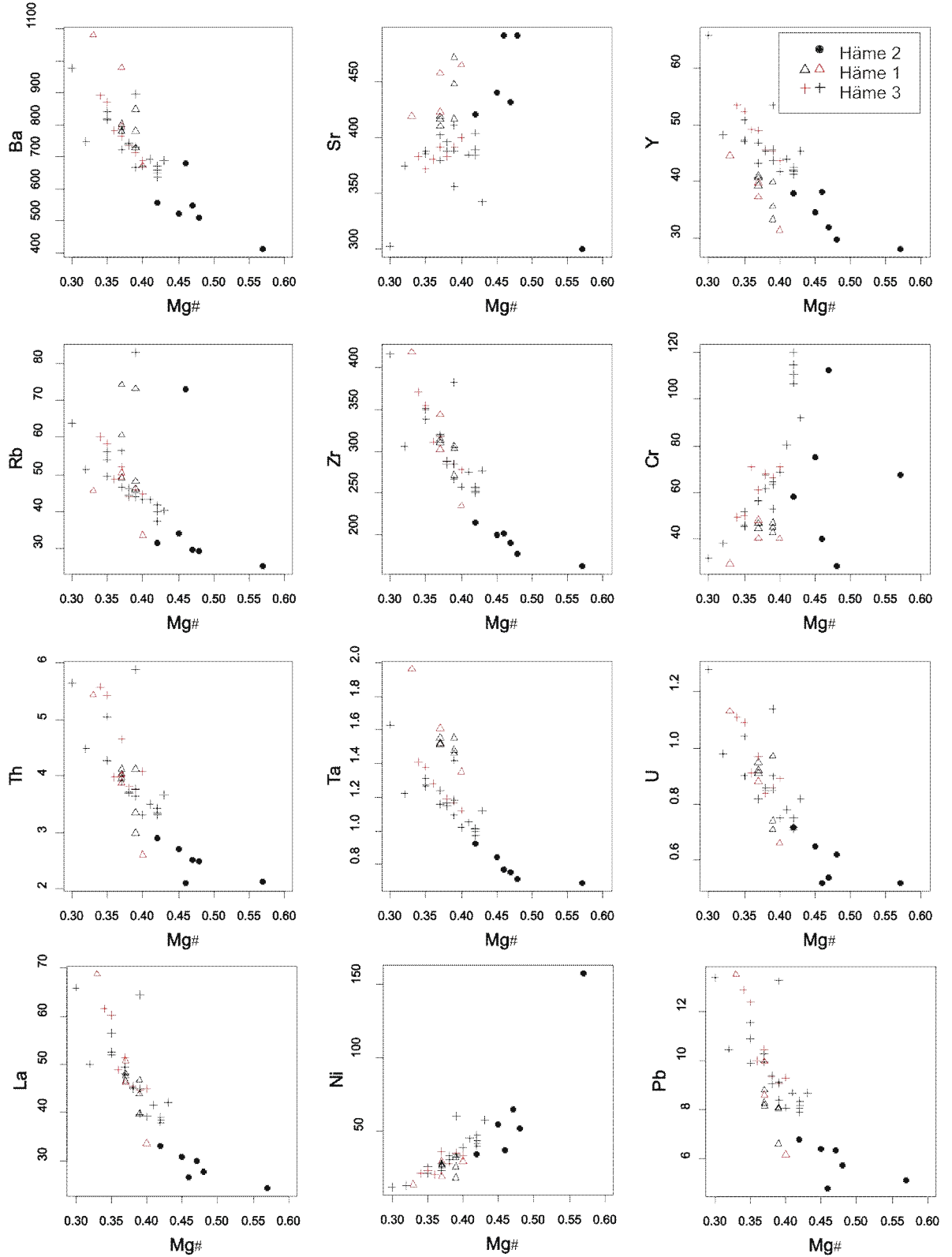


Kuva 7. Pääalkuaineiden pitoisuudet Mg-luvun suhteen esitettynä. Hämeen diabaasijuonien geokemialliset ryhmät selitetään tarkemmin kappaleessa 5.3.

### 5.2.2 Hivenalkuaineet

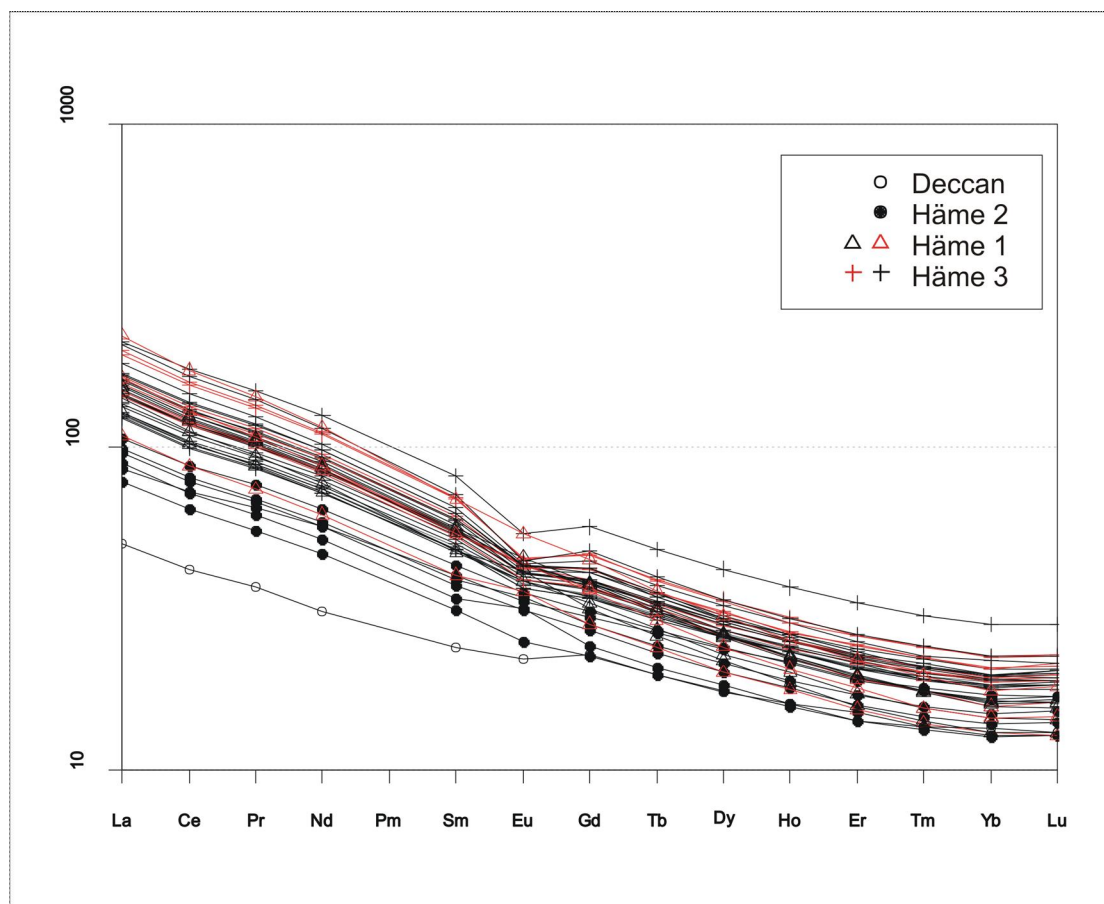
Suurin osa hivenalkuaineista korreloi hyvin Mg-luvun kanssa. Positiivisesti korreloivat Ni, Cr ja Sr, muiden hivenalkuaineiden korrelaatioiden ollessa negatiivisia (Kuva 8). Mg-luvun ollessa alhainen on myös mm. Ni (12–65 ppm, ka 33 ppm) pitoisuus

alhainen. Kuten pääalkuaineiden kohdalla myös hivenalkuainevertailussa yksi Hämeen näytteistä (KARI-012) on jätetty pois. Mm. sen Ni-pitoisuus on huomattavasti korkeampi (158 ppm) kuin muiden näytteiden.



Kuva 8. Joidenkin hivenalkuaineiden kemialliset koostumukset Mg-luvun suhteen. Hämeen juonien geokemialliset ryhmät selitetään tarkemmin kappaleessa 5.2.

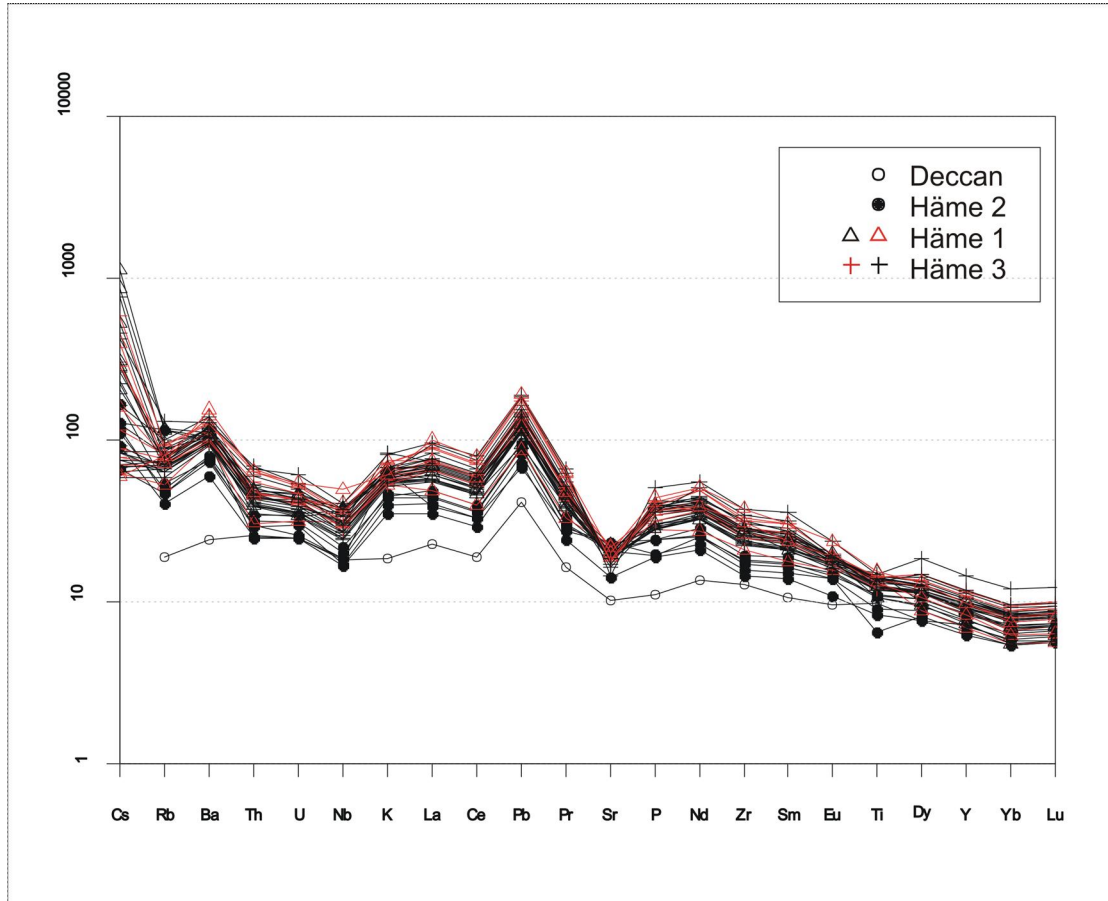
Kondriittinormalisoidusta REE-kuvaajasta (Kuva 9) voidaan havaita REE-pitoisuuksien olevan suhteellisen korkeita ( $\text{La}_N \sim 102\text{--}290$ ,  $\text{Lu}_N \sim 17\text{--}37$ ) ja näytteiden olevan rikastuneita keveistä lantanideista raskaiden suhteen ( $(\text{La}/\text{Sm})_N \sim 2\text{--}3$ ,  $(\text{Sm}/\text{Lu})_N \sim 2\text{--}4$ ). La:sta Lu:iin kaikki näytteet käyttäytyvät samankaltaisesti. Vaikka näytteet ovat hyvin homogeenisiä kuvaajan muodon suhteen, on niiden pitoisuustasossa havaittavaa vaihtelua. Lähes kaikkien näytteiden kohdalla voidaan havaita negatiivinen Eu-anomalia ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0,8\text{--}1,1$ ).



Kuva 9. Deccan ja Hämeen diabaasien REE-kuvaajat. Normalisoitu Boynton'in (1984) mukaan. Hämeen geokemialliset ryhmät selitetään tarkemmin kappaleessa 5.3.

Myös spider-diagrammista voidaan havaita juonien geokemiallinen yhtenäisyys sekä rikastuminen sopeutumattomista hivenalkuaineista (Kuva 9). Kuvasta havaitaan myös

negatiiviset anomaliat Rb:n, Sr:n, Nb:n ( $(\text{La/Nb})_{N\sim 2-3}$ ), U:n, Ti:n ja Th:n suhteen sekä positiivinen anomalia Pb:n ( $(\text{Pb/Ce})_{N\sim 2-3}$ ) suhteen.



Kuva 10. Håmeen diabaasien hivenalkuainejakauma. Normalisoitu primitiivisen vaipan mukaan (Sun & McDonough 1989). Håmeen geokemialliset ryhmät selitetään tarkemmin kappaleessa 5.2.

### 5.2.3 Vertailu Intian Deccan laakiobasalttiprovinssin Toranmal muodostuman basaltteihin sekä Itä-Afrikan hautavajoaman kivilajeihin

Vertailuun on haluttu ottaa mukaan myös Itä-Afrikan hautavajoaman vulkaniitteja. Vertailu erilaisten ympäristöjen kivilajeihin auttaa Håmeen basalttien geokemiallisessa luonnehdinnassa. Deccan basaltteihin verrattuna Håmeen juonet ovat alkalisempia, mutta samalla tavalla homogeeninen ryhmä kuin Deccan basaltitkin. Sen sijaan Itä-Afrikan hautavajoaman vulkaniitit ovat huomattavan heterogeeninen ryhmä, niiden vaihdellessa basalteista dasiitteihin. Niiden alkalipitoisuus vaihtelee Håmeen juonien tavoin alkalisista subalkalisiin ja ovat siis luonteeltaan transitionaalisia.

Taulukosta 3 havaitaan Hämeen diabaasijuonien  $P_2O_5$ - ja  $K_2O$ -pitoisuuksien olevan kolme kertaa korkeammat kuin Deccan provinssin Toranmal muodostuman basalttien ja niiden  $Fe_2O_{3tot}$ -pitoisuus on ~3 p. % korkeampi ja  $CaO$ -pitoisuus on ~3 p. % alhaisempi.

Taulukko 3. Deccan provinssin Toranmal muodostuman basalttien keskimääräinen koostumus verrattuna Hämeen diabaasijuonien koostumuksiin.

	Deccan	Häme (Ka)	Häme (Min)	Häme (Max)
SiO <sub>2</sub>	50.4	48.7	46.5	51.2
TiO <sub>2</sub>	2.1	2.8	1.4	3.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.1	15.4	12.9	18.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.7	15.3	12.3	16.6
MnO	0.2	0.2	0.1	0.2
CaO	10.0	7.6	6.2	8.7
Na <sub>2</sub> O	2.1	2.7	2.2	3.3
K <sub>2</sub> O	0.6	1.8	1.2	2.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.7	0.4	1.1
MgO	5.7	4.6	3.4	5.9

Verrattaessa Hämeen juoniparvea Deccan provinssin basaltteihin havaitaan Ba:n, Sr:n, Ce:n, Rb:n, Zr:n, Nb:n ja keveiden lantanidien olevan huomattavasti korkeammat, sen sijaan Ni:n ja V:n pitoisuudet ovat alhaisemmat.

Taulukko 4. Deccan provinssin Toranmal muodostuman hivenalkuaineiden vertailu Hämeen diabaaseihin.

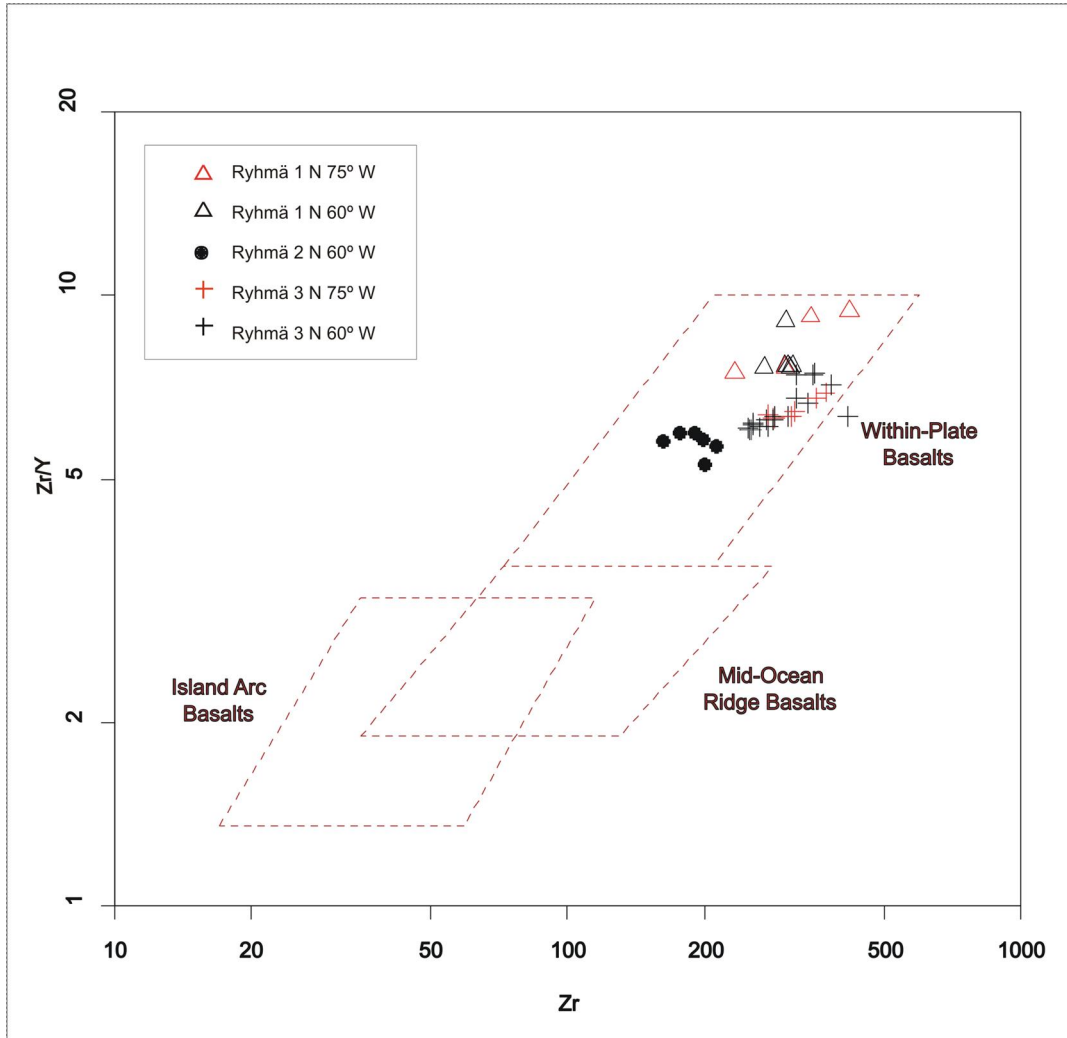
	Deccan	Häme (Ka)	Häme (Min)	Häme (Max)
Ba	170	749	512	1081
Sr	213	404	303	491
Y	33	43	30	66
La	15.5	45.5	26.5	68.7
Ce	33.6	95.7	58.1	140.2
Pr	4.5	12.3	7.5	18.2
Nd	18.5	50.6	30.9	75.0
Sm	4.7	10.6	6.6	15.9
Eu	1.6	3.0	2.3	4.0
Gd	5.9	9.7	6.3	14.6
Tb	0.9	1.5	1.0	2.3
Dy	5.6	8.8	5.9	13.5
Ho	1.2	1.7	1.1	2.6
Er	3.0	4.5	3.1	6.9
Tm	0.4	0.6	0.4	1.0
Yb	2.8	3.8	2.7	5.9
Lu	0.4	0.6	0.4	0.9
Th	2.2	3.9	2.1	5.9
Nb	12.8	21.9	12.2	35.0
Ta	0.8	1.2	0.7	2.0
U	0.5	0.9	0.5	1.3
Pb	2.9	9.1	4.8	13.5
Rb	12	49	29	83
Zr	142	293	177	419
V	321	186	93	215
Ni	69	33	12	65

Deccan basaltteihin verrattuna havaitaan Hämeen basalttien olevan rikastuneita lähes kaikkien hivenalkuaineiden suhteen. REE-kuvaajasta havaitaan sen seuraavan Deccan basaltteja raskaiden lantanidien kanssa, mutta ero kasvaa keveiden lantanidien kohdalla (Kuva 9). Toisin sanoen Hämeen basaltit ovat rikastuneet suhteessa Deccan basaltteihin etenkin keveistä lantanideista. Myös Spider-diagrammista havaitaan rikastuminen suhteessa Deccan basaltteihin sekä hivenalkuaineiden käyttäytymisen samankaltaisuus (Kuva 10), poikkeuksena Hämeen diabaasien negatiivinen anomalia titaanin kohdalla, kun taas Deccan basalteissa on positiivinen anomalia.

### 5.3 Geokemialliset ryhmät

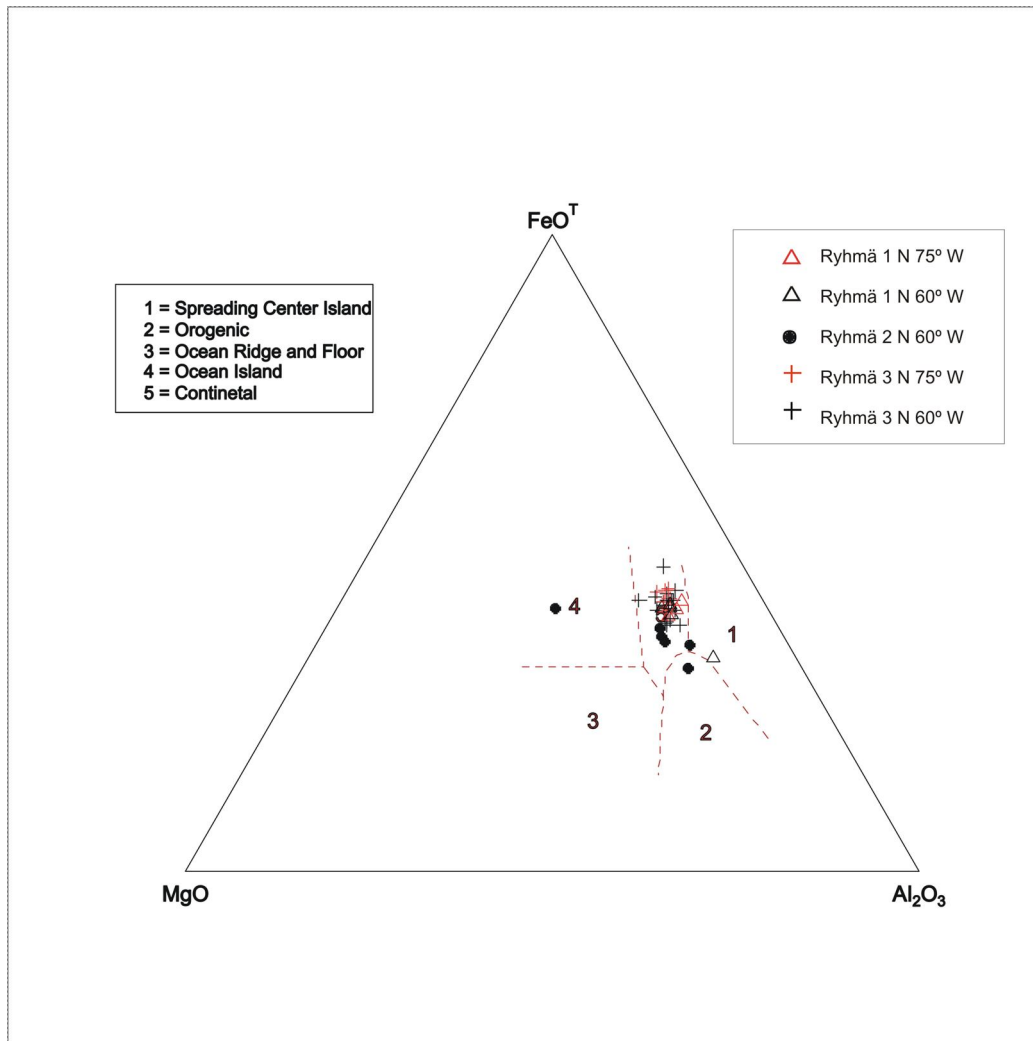
Anorogeeniseen litosfäärilaatan sisäiseen magmatismiin liittyvät Hämeen diabaasijuonet ovat luonteeltaan mantereisia basaltteja (Kuva 11 ja 12). Tutkitut

näytteet ovat geokemiallisesti samankaltaisia, mutta tarkemmin katsottuna havaitaan niiden jakautuvan kolmeen ryhmään (Kuva 11).



Kuva 11. Disriminaatiodiagrammi Pearce:n ja Norry:n (1979) mukaan.



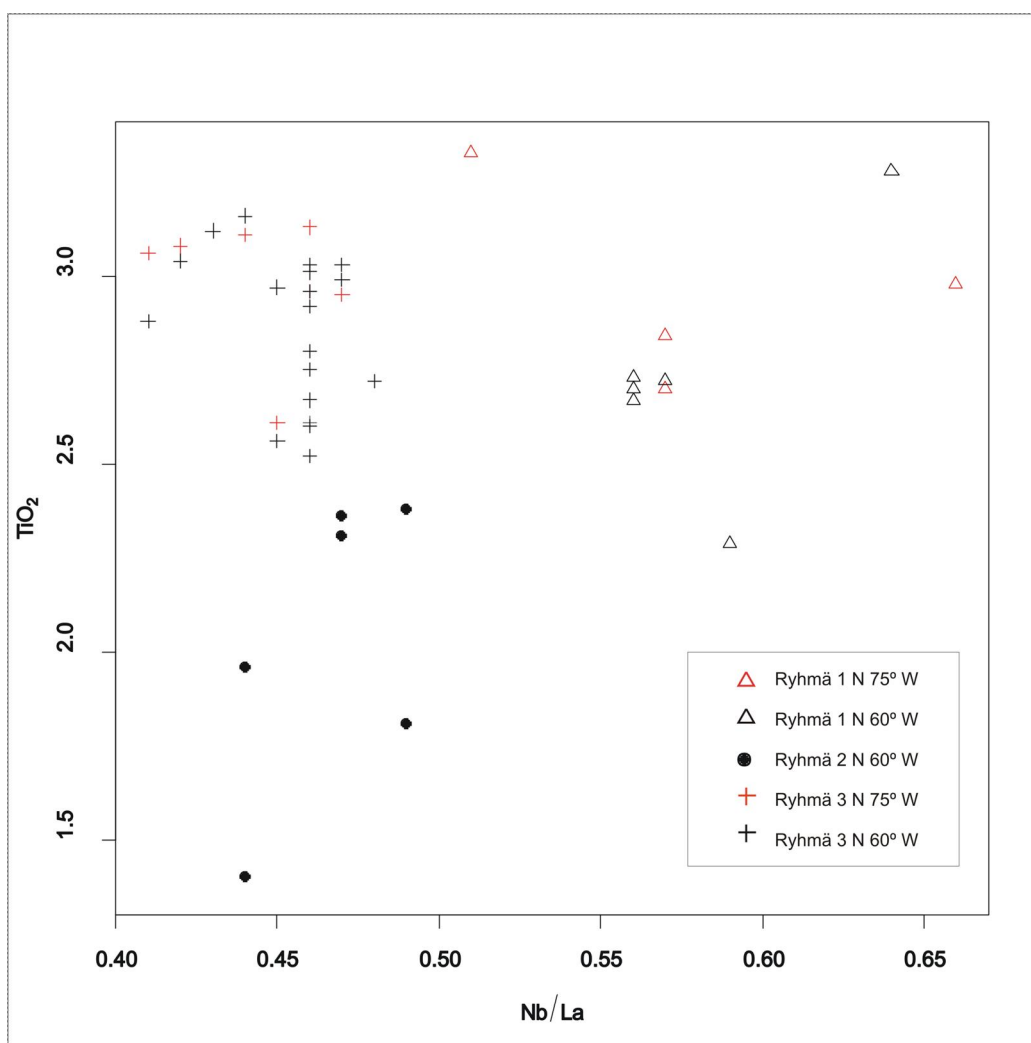


Kuva 12. Hämeen juoniparvi Pearcen  $\text{FeO}^{\text{T}}$ - $\text{MgO}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ -diskriminaatio-diagrammilla esitettynä.

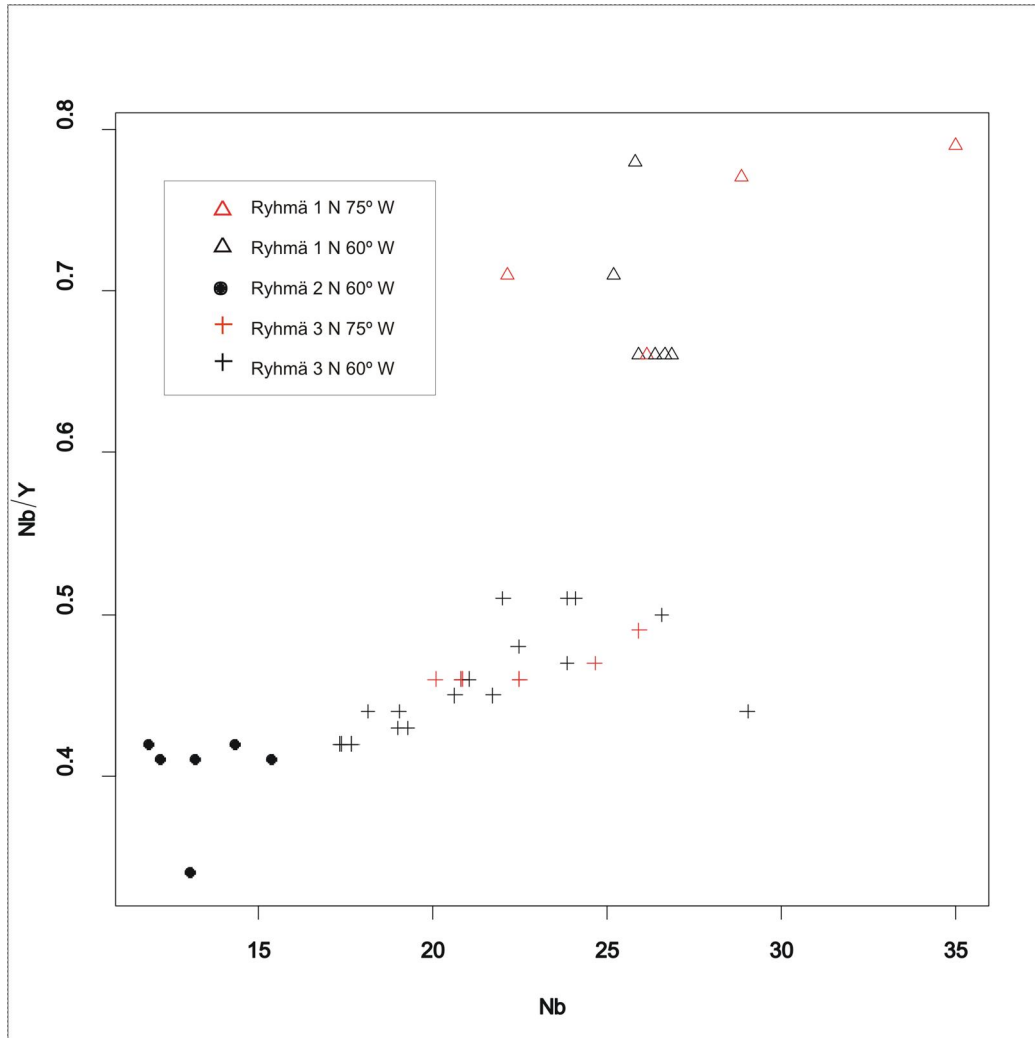
Geokemiallisen aineiston luokittelussa voidaan käyttää monia erilaisia diskriminaatiodiagrammeja. Usein muuttujiksi valitaan fraktioivassa kiteytymisessä mahdollisimman sopeutumattomasti käyttäytyviä alkuaineita (mm. Zr, La). Juonien jakautumista kolmeen ryhmään voidaan tarkastella kuvien 11, 13, 14 ja 15 avulla. Kuvasta 13 ja 14 havaitaan aineiston jakautuvan kolmeen eri ryhmään. Ryhmien välillä havaitaan useita eroavaisuuksia.

Ryhmää 1 luonnehtivat suhteelliseen alhaiset raskaat REE:t sekä korkeat Nb-, Ta-, Sr- ja NaO-pitoisuudet. Ryhmän 1 näytteet ovat normatiiviselta koostumukseltaan oliviinitholeiitteja yhtä poikkeusta lukuun ottamatta (KOUK-029). Erityisesti eroavaisuudet havaitaan kuvista 13, 14 ja 15, joissa ryhmää 1 luonnehtivat muita ryhmiä korkeammat Nb/La-, Nb/Y-, La/Yb-suhteet sekä muita ryhmiä alhaisemmat Zr/Nb-

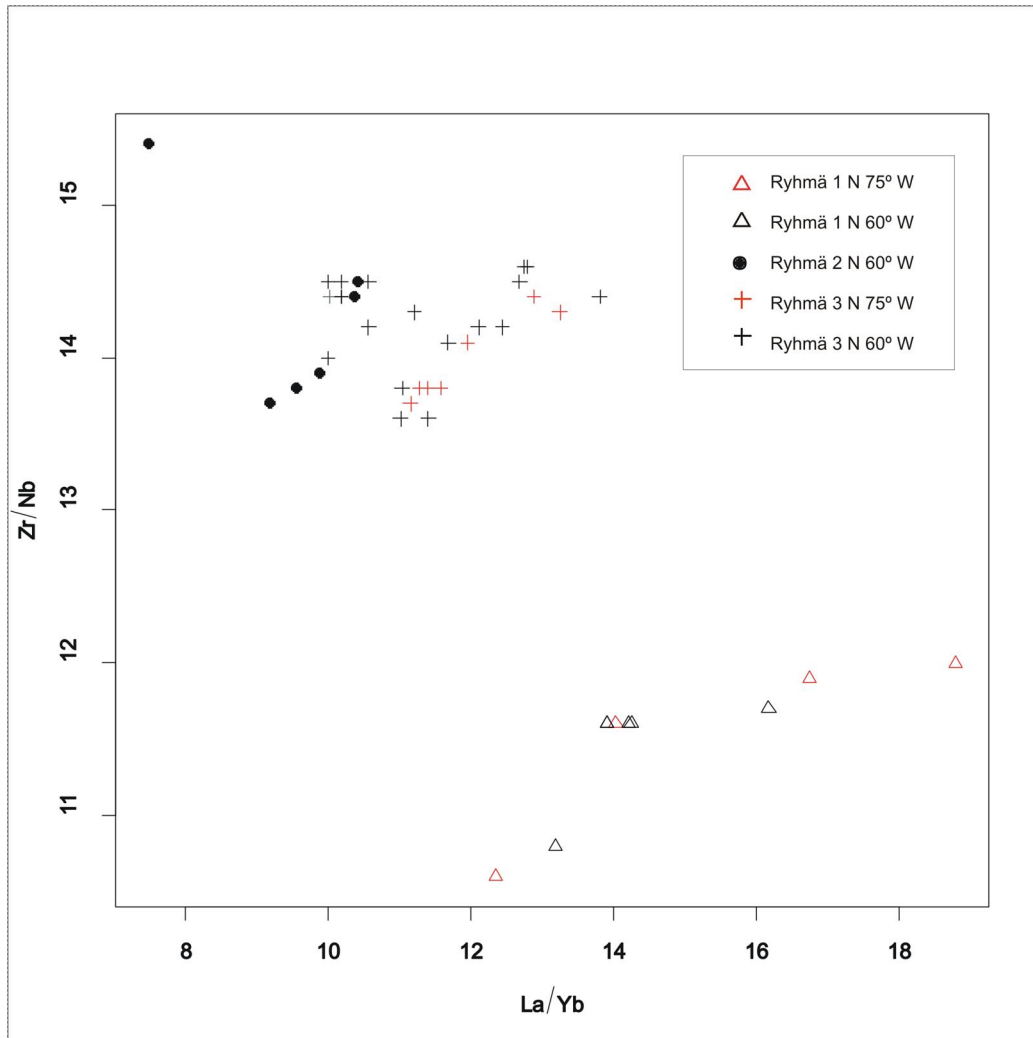
suhteet. Ryhmää 2 luonnehtivat muita ryhmiä alhaisemmat hivenalkuainepitoisuudet, erityisesti Nb (Kuva 10), poikkeuksena Sr, jonka pitoisuudet ovat muita korkeammat sekä korkeammat MgO- ja  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -pitoisuudet sekä muita alhaisemmat  $\text{TiO}_2$ -,  $\text{P}_2\text{O}_5$ - ja  $\text{K}_2\text{O}$ -pitoisuudet. Normatiiviselta koostumukseltaan ne ovat oliviinitholeiitteja. Ryhmää 3 luonnehtivat korkeat raskaat REE:t sekä alhaiset Sr-pitoisuudet. Ryhmän 3 näytteet ovat normatiivisilta koostumuksiltaan sekä kvartsi- että oliviinitholeiitteja. Muuten ryhmä 2 ja 3 ovat hyvin samankaltaisia ja niiden jakautuminen kahteen erilliseen ryhmään ei ole aivan selkeää. Molempia ryhmiä luonnehtivat alhaiset Nb/La- ja Nb/Y-suhteet sekä korkeat Zr/Nb-suhteet. Ryhmät 2 ja 3 erottuvat Mg-lukua vastaan selkeästi kahteen eri ryhmään, kun taas ryhmät 1 ja 2 menevät päällekkäin.



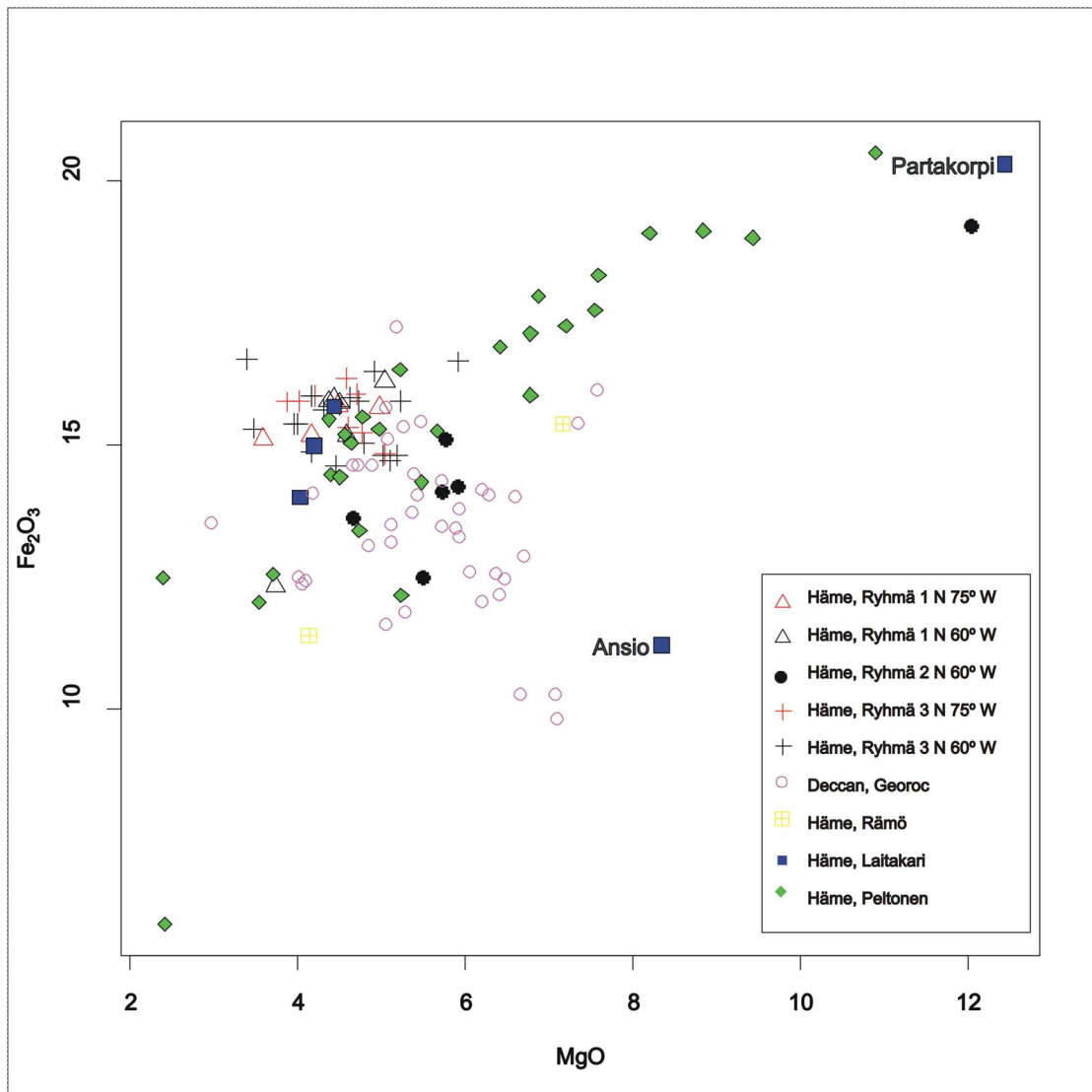
Kuva 13.  $\text{TiO}_2$  vs. Nb/La-diagrammi Hämeen juonien geokemiallisten ryhmien jakautumiselle. Ryhmät 1, 2 ja 3 ovat geokemiallisesti erotettavia magmatyypppejä.



Kuva 14. Nb/Y vs. Nb-diagrammi Hämeen juonien geokemiallisten ryhmien jakautumiselle. Ryhmät 1, 2 ja 3 ovat geokemiallisesti erotettavia magmatyyppejä.



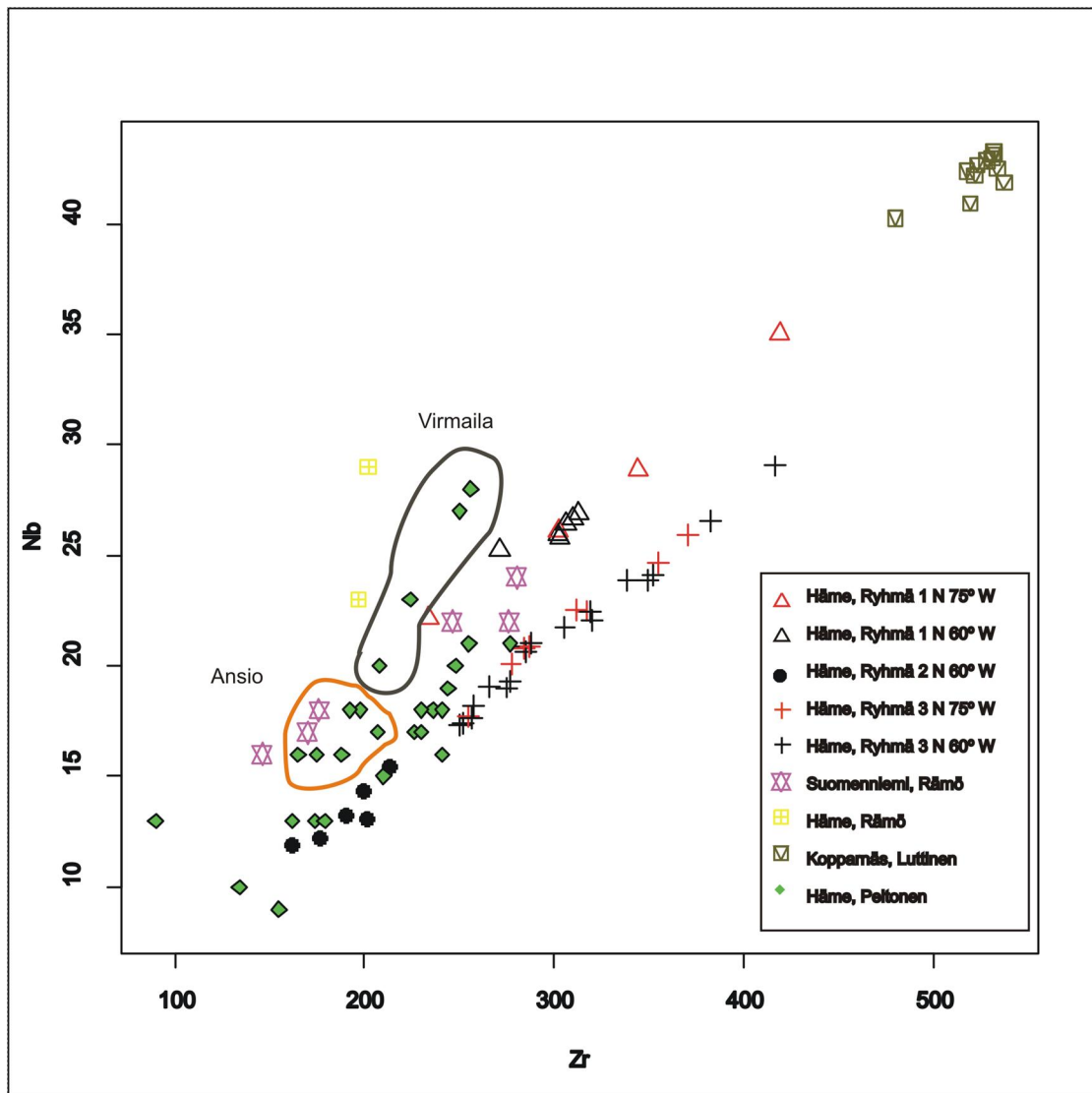
tutkimuksen puitteissa kerätystä aineistosta. Sen sijaan kapeat juonet (Vehkajärvi ja Orijärvi) sijoittuvat samaan ryhmään oman aineiston kanssa.



Kuva 16. Hämeen juoniparven koostumusvaihtelu  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  vs  $\text{MgO}$  diagrammissa esitettynä. Deccan laakiobasalttien koostumukset on esitetty vertailuaineistona (Georoc)

Vertailussa muihin subjotunisiin juoniparviin sekä Peltosen aineistoon (Kuva 17) havaitaan Kopparnäsin juonien (Luttinen ja Kosunen 2006) olevan yleisellä tasolla geokemialtaan erilaisia, sen sijaan Suomenniemen diabaasijuonet (Rämö 1991) ovat hyvin samankaltaisia Hämeen juonien kanssa. Rämön (1991) analysoimat kaksi Hämeen diabaasia ovat myös suhteellisen erilaisia kun niitä verrataan muihin alueelta tehtyihin analyysihin. Hämeen juonet erottuvat kahdeksi ryhmäksi ja Peltosen aineistosta voidaan havaita lievää samankaltaisuutta. Osa Peltosen aineiston juonista

muistuttaa ryhmän 1 ja osa ryhmien 2 ja 3 juonia. Leveät Ansion ja Virmailan juonet vaihettuvat toisikseen. Virmailan juoni muistuttaa hieman ryhmää 1 ja Ansio ryhmää 2. Selkeää samankaltaista ryhmiin jakautumista näiden leveiden juonien kesken ei kuitenkaan havaita.

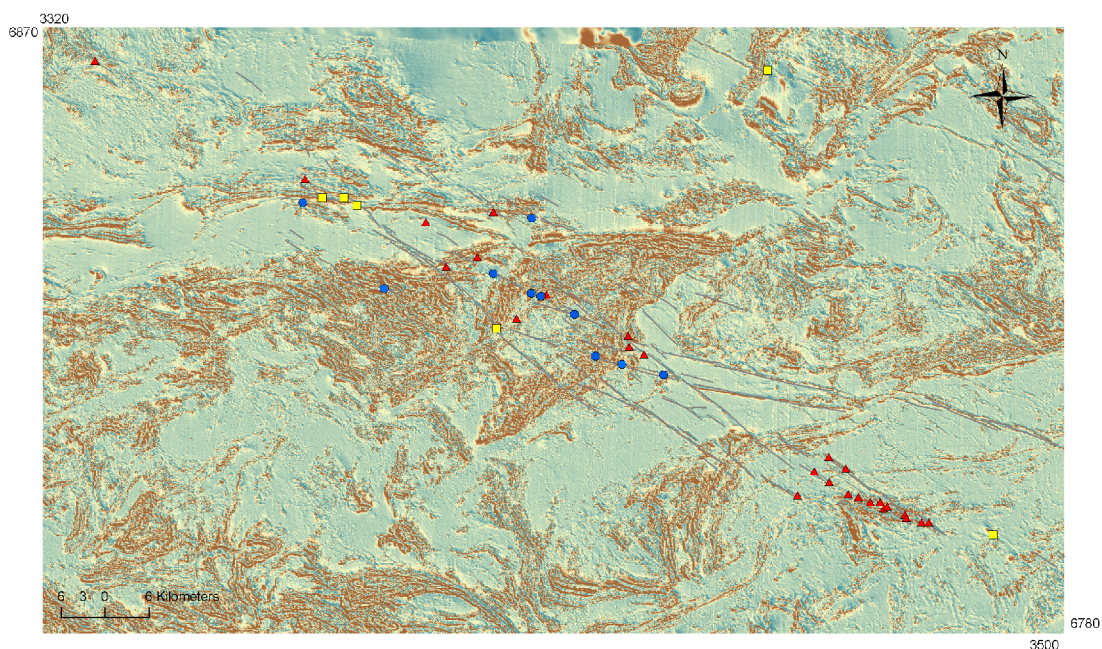


Kuva 17. Oman aineiston vertailu muihin Hämeen juoniparvesta tehtyihin analyyseihin sekä muihin Subjotunisiin samanikäisiin juoniparviin. Hämeen ryhmien symbolit ovat samat kuin aiemmissa kappaleissa.

### 5.5 Geokemiallisten maantieteellinen sijainti ja kulkusuunnat

Aeromagneettiselta kartalta (Kuva 18) havaitaan eri ryhmissä olevien juonien levittäytyvän koko kartan alueelle sen sijaan että geokemialliset ryhmät olisivat

paikkaan sidottuja. Kuten aiemman kappaleen kuvista (mm. Kuvat 11, 13 ja 14) niin myös aeromagneettiselta kartalta (Kuva 18) havaitaan eri pääkulkusuunnissa olevien juonien jakaantuvan lähestulkoon tasaisesti eri geokemiallisiin ryhmiin. Poikkeuksena on ryhmä 2, jonka juonet ovat poikkeuksetta pääkulkusuunnassa (N 75° W). Päijänteen itäpuolella sijaitsevat juonet kuuluvat yhtä poikkeusta lukuun ottamatta ryhmään 3, juonien kulkusuuntien ollessa N 75° W ja N 60° W. Ryhmään 3 kuuluu kuitenkin myös muualla alueella sijaitsevia juonia. Päijänteen itäpuolen juonet ovat myös ulkonäöltään ja petrografialtaan hyvin samankaltaisia. Ryhmän 1 juonet sijaitsevat kaikki Päijänteen länsipuolella, mutta kuten ryhmän 3 juonissa, niin ryhmässä 1 on molemmissa kulkusuunnissa olevia juonia. Ryhmän 2 juonet jakautuvat maantieteellisesti laajimmalle alueelle. Niiden tekstuuri vaihtelee keskirakeisista subofiittisista juonista hienorakeisiin, lähes lasimaisiin, runsaasti plagioklaasihajarakeita sisältäviin juoniin. Aeromagneettisesta kartasta voidaan myös havaita osan eri juonista olevan mahdollisesti samaa juonta.



Kuva 18. Geokemiallisten ryhmien sijainti magneettisella kartalla. Pohjakartta GTK/matalalento aineisto.

## 6. TULOSTEN TULKINTA

Magmat ovat osittaissulia, joiden koostumuksen voidaan ajatella lähes kaikissa tapauksissa eroavan lähteen kemiallisesta koostumuksesta. Hämeen juoniparven diabaasit muistuttavat läheisesti mantereisia laakiobasaltteja, joiden tulkitaan syntyneen ylävaipan osittaisen sulamisen tuloksena. Alhainen Mg-luku sekä alhaiset Ni- ja Cr-pitoisuudet viittaavat magmakammiossa tapahtuneeseen fraktioivaan kiteytymiseen ennen juonien paikoilleen asettumista nykyisille eroosiotasolle toisin sanoen magmojen koostumukset eivät kuvasta primäärien magmojen koostumuksia vaan magmat ovat luonteeltaan kehittyneitä. Kehittyneiden basalttien on tulkittu edustavan differentoitunutta magman lähdeettä.

### 6.1. Pääalkuaineet

Juonet ovat normatiiviselta koostumukseltaan kvartsi- ja oliviinitholeiitteja. Harkerin variaatiodiagrammi, jossa toisena muuttujana on MgO kuvastaa usein fraktioivaa kiteytymistä, jossa kiteytyy oliviini, klinopyrokseeni sekä magnetiitti. Sen sijaan basaltit, joiden MgO-pitoisuus on suurempi kuin 12 p. % ovat usein oliviinikumulaatteja. Näin ollen näyte (KARI-012), joka vahvasti poikkeaa muista näytteistä geokemiallisesti, jonka MgO pitoisuus ylittää 12 p. %, voidaan pitää kumulaattina ja sen koostumus ei kuvasta sulan koostumusta. Myös MgO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-diagrammista (Kuva 16) havaitaan, että näytteen Fe<sub>2</sub>O<sub>3tot</sub>-pitoisuus on suhteellisen korkea. Jos kyseessä olisi primitiivinen magma, olisi sen Fe<sub>2</sub>O<sub>3tot</sub>-pitoisuus huomattavan paljon alhaisempi (negatiivinen korrelaatio), joka voidaan havaita Deccan provinssin basalteissa. Myös tämä tukisi väitettä, että näyte olisi kumulaatti.

Suurin osa alkuaineista korreloi hyvin Mg-luvun kanssa. Vahvojen korrelaatioiden tulkitaan johtuvan usein fraktioivasta kiteytymisestä. Fraktioiva kiteytyminen ei kuitenkaan ole ainoa prosessi joka saa aikaan yhdenmukaisia trendejä variaatiodiagrammeissa. Trendit voivat myös kuvastaa osittaista sulamista, magmojen sekaantumista, kuorellista kontaminaatiota, saman magman eri fraktioitumisen astetta, eri lähteitä tai edellisten erilaisia yhdistelmiä (mm. Wilson 1989). MgO-CaO



positiivinen korrelaatio antaa viitteitä Ca-rikkaan klinopyrokseenin ja plagioklaasin kontrolloimasta kide-sula suhteesta johtuen joko osittaisesta sulamisesta tai fraktioivasta kiteytymisestä.  $K_2O-SiO_2$  diagrammissa havaittava hajonta on selitettävissä Coxin (1980) mukaan fraktioivalla kiteytymisellä yhdistettynä lähteen heterogeenisyyteen, osittaisen sulamisen asteella ja kuorellisella kontaminaatiolla. Suhteellisen laaja  $TiO_2$ :n pitoisuuden vaihtelu  $SiO_2$ - pitoisuuden pysyessä samana viittaisi heterogeenisen vaipan osittaiseen sulamiseen yhdistettynä kuorelliseen kontaminaatioon. Usein kyseessä on graniittinen kontaminantti, jolloin basaltit ovat rikastuneet  $SiO_2$ :n ja  $K_2O$ :n suhteen ja köyhtyneet  $TiO_2$ :n ja  $Fe_2O_3$ :n suhteen. Tällaista trendiä ei kuitenkaan Hämeen juonista havaita. Hämeen juonet ovat rikastuneet  $SiO_2$ :n ja  $K_2O$ :n suhteen, mutta ne ovat samalla myös  $TiO_2$ - ja  $Fe_2O_3$ - rikkaita.

## 6.2. Hivenalkuaineet

Prekambristen mafisten juoniparvien on ajateltu olevan mantereisten laakiobasalttien tulokanavia. Basalttisen magman kontaminoitumista mantereisella aineksella kuvataan usein selektiivisellä prosessilla, jossa lantanidit ja muut HFS-alkuaineet muodostavat pääosan kontaminantista. Magman lähteen kuvailussa käytetään usein sopeutumattomia alkuaineita, niiden luonteen vuoksi. Sopeutumattomat alkuaineet menevät sulaan osittaisen sulamisen aikana ja tästä johtuen sopeutumattomien alkuaineiden korkeat pitoisuudet viittaavat basalttien olevan voimakkaasti fraktioituneita.

Myös erilaisia hivenalkuainesuhteita voidaan käyttää apuna magmojen tunnistamisessa. Pysyvät  $Nb/Zr$ ,  $Ce/Zr$ ,  $La/Zr$ ,  $Rb/Zr$  suhteet ovat vahva todiste fraktioivan kiteytymisen olevan dominoiva prosessi, kuorellisen kontaminaation sijaan. Kuorellisen kontaminaation vaikutusta tholeiittisiin basaltteihin voidaan kuvata  $Ti:n$ ,  $Yb:n$ ,  $Y:n$ ,  $Tm:n$  ja  $Yb:n$  avulla. Kuorellinen kontaminaatio aiheuttaa usein myös kivien rikastumisella bariumista hafniumiin. Tämän lisäksi magmoilla, jotka ovat kontaminoituneet kuorellisesta lähteestä, havaitaan spider- diagrammissa nk. Nb-Ta minimi. Ba, Rb, Th, ja K käyttäytyvät hyvin erilaisesti riippuen onko kyseessä ala- tai yläkuoren kontaminaatio. Usein on kuitenkin kyseessä samanaikainen fraktioiva kiteytyminen ja kuorellinen kontaminaatio.

Hämeen diabaasijuonet ovat rikastuneita sopeutumattomista alkuaineista, jonka voidaan ajatella heijastavan joko mantereisen vaipan lähteessä olevaa rikastunutta komponenttia tai mantereisen kuoren kontaminaatiota tai edellisten yhdistelmää. Vaipan suhteen normalisoidusta hivenalkuaine (nk. spider-diagrammi) kuvaajasta voidaan havaita negatiivinen Nb-anomalia  $((\text{La/Nb})_{\text{N}} \sim 2-3)$ , sekä positiivinen Pb-anomalia  $((\text{Pb/Ce})_{\text{N}} \sim 2-3)$ , jotka ovat tyypillisiä piirteitä niin vulkaanisten kaarien basalteille kuin mantereisille laakiobasalteille (Wilson 1989). Kun on kyseessä basalttisen magman kontaminoituminen mantereisella kuorella, rikastuvat sopeutumattomat alkuaineet voimakkaammin sulaan kuin jos kyseessä olisiin puhdas fraktioiva kiteytyminen (Wilson 1989). Verrattaessa Hämeen juonia Deccan basaltteihin, havaitaan niiden rikastuneen sopeutumista alkuaineista suhteessa Deccan basaltteihin.

Spider-diagrammista havaitaan myös negatiiviset anomaliat Eu:n, Rb:n, Sr:n, U:n, Ti:n ja Th:n suhteen. Zirkonium ja hofnium ovat pysyviä alkuaineita ja näin ollen kuvastavat lähdettä. Strontium korvaa kalsiumia plagioklaasissa, Ca/Sr- suhde on hyvä indikaattori plagioklaasin mukana olosta matalilla korkeuksilla. Sr käyttäytyy vaipan ympäristössä enemmän sopeutumattomasti. MgO on alhainen, mutta TiO ja muut HFSE:t ovat korkeita, joka viittaa voimakkaaseen fraktioitumiseen. Myös tasainen, mutta Deccan basaltteihin verrattuna korkeampi REE- kuvaaja antaa viitteitä fraktioivasta kiteytymisestä.

### 6.3. Geokemialliset ryhmät

Tämän tutkimuksen aineistosta voidaan havaita, että Hämeen diabaasijuonet ovat geokemialtaan samankaltaisia. Hämeen juoniparvesta on kuitenkin erotettavissa kaksi tai kolme toisistaan poikkeavaa geokemiallista ryhmää. Ryhmän 1 juonet ovat normatiiviselta koostumukseltaan oliviinitholeiitteja. Ryhmä 1 poikkeaa muista ryhmistä lähinnä hivenalkuaineiden suhteiden suhteen, joka mahdollisesti kuvastaisi eri magman lähdettä. Ryhmää 2 luonnehtivat korkeat Al- ja Mg-pitoisuudet sekä suhteellisen alhaiset Ti-, P- ja K-pitoisuudet sekä korkea Sr-pitoisuus, jotka ovat tyypillisiä oliviini- ja plagioklaasikumulaateille. Ryhmään 2 kuuluu vain nk. pääkulkusuunnassa olevia juonia ja ne levittäytyvät maantieteellisesti laajimmalle alueelle. Pääalkuainediagrammeja tarkastellessa havaitaan ryhmän 2 erottuvan useasti omaksi ryhmäkseen ja tarkastellessa sen pääalkuaineiden pitoisuuksia, voidaan sitä

mahdollisesti pitää kehittyneimpänä ryhmänä. Ryhmä 2 ja 3 erottuvat omiksi ryhmikseen mm. Ti:n pitoisuuksien perusteella, ryhmän 2 ollessa alhaisen Ti:n ryhmä ja ryhmän 3 ollessa korkean Ti:n ryhmä.

#### **6.4. Hämeen juonien vertailu aiempiin alueelta tehtyihin analyysihin ja kulkusuunnat**

Laitakarin (1987) mukaan juonien kemiallisen koostumuksen vaihtelu on suurinta Päijänteen itäpuolella. Tutkimuksen perusteella Päijänteen itäpuolella sijaitsevat juonet ovat hyvin samankaltaisia ja kuuluvat samaan geokemialliseen ryhmään, yhtä poikkeusta lukuun ottamatta. Saman juonen (Vehkajärvi, Aihtia) eri osista tehdyt analyysit osoittavat myös huomattavaa koostumuksen vaihtelua, joka on tulkittu kiteytymisen aikana tapahtuneen differentaation aiheuttamaksi. Glomeroporfyyrisen Partakorven juonen SiO<sub>2</sub>-pitoisuus on analysoiduista juonista alhaisin, eikä siitä ole löydetty hajarakeita tai autoliittejä. Laitakarin (1987) mukaan tämä viittaisi siihen, että magmakammiossa ei olisi tapahtunut mainittavaa kiteytymistä ennen täplikkään tyypin purkautumista. Laitakari (1987) toteaa analyysien määrän olevan liian pieni varmojen johtopäätösten tekoon. Partakorven juoni on kuitenkin luultavasti kumulaatti.

Verrattaessa omaa aineistoa Peltosen julkaisemattomaan aineistoon voidaan havaita N 60° W kulkusuunnassa olevan Virmailan juonen muistuttavan ryhmää 1. Useat tämän ryhmän juonista ovat Laitakarin (1969) mukaan glomeroporfyyrisiä ja niiden on tulkittu edustavan parven primitiivisiä juonia. On mahdollista, että ryhmän 2 näytteet kuvastavat juonien primitiivisimpiä koostumuksia, mutta ne saattavat kuvastaa myös eri magman lähdetä. N 75° W suunnassa oleva Ansion juoni muistuttaa ryhmää 1. Suurta eroa Ansion ja Virmailan juonilla ei kuitenkaan ole. Tutkimustulosten perusteella voidaan todeta, että juonilla ei ole selvää yhteyttä suunnan ja geokemiallisen koostumuksen perusteella, sillä kolmessa geokemiallisessa ryhmässä on petrografisesti hyvin vaihtelevia näytteitä molemmissa kulkusuunnissa. Kolmessa geokemiallisesti erotetussa ryhmässä on kuitenkin kaikennäköisiä ja kaiken suuntaisia juonia, joiden ulkoisesta olomuodosta huolimatta, ne ovat ryhmien sisällä kemiallisesti samankaltaisia, eivätkä uudet tulokset tue aiempia oletuksia kahdesta eri-ikäisestä ja eri koostumuksen omaavasta juoniparvesta.

Mafisten juonikivien osalta yksi suurimmista ongelmista on kattavan geokemiallisen aineiston puuttuminen sekä olemassa olevan aineiston mahdollinen epäluotettavuus ja siitä johtuen virheellisten johtopäätösten tekeminen. Hämeen diabaasijuonista on toistaiseksi vain kaksi, Ansio ja Virmaila, ajoitettu luotettavasti. On oletettu, että olisi ollut kaksi erillistä tapahtumaa, toinen  $1646 \pm 6$  Ma ja toinen  $1667 \pm 9$  Ma. Edellä on jo todettu ettei uusi geokemiallinen data suosi tätä oletusta ja kun katsotaan juonien ikää virherajoissa, voidaan havaita, että juonien iät saattavat olla hyvinkin lähellä toisiaan, Ansion maksimi 1652 Ma ja Virmailan minimi 1658 Ma. Tässä tutkimuksessa tunnistetut 3 geokemiallista ryhmää ovat sekä N  $75^\circ$  W ja N  $60^\circ$  W suunnissa, joten on todennäköistä että magmat ovat purkautuneet molemmissa rakosysteemeissä samanaikaisesti. Virmaila muistuttaa ryhmää 2 ja Ansio ryhmää 1, joiden voidaan ajatella edustavan edellä mainittuja ikäryhmiä, sen sijaan ryhmän 3 ikäsuhte on epäselvä. Vertailuaineiston avulla voidaan havaita puutteet näytteenotossa, joka on luultavasti osaltaan vaikuttanut aiempiin vääristyneisiin tuloksiin ja johtopäätöksiin. Verrattuna olemassa olevaan sekä Peltosen julkaisemattomaan aineistoon voidaan sanoa uusien näytteiden kuvaavan sulan koostumusta paremmin ja siitä johtuen olevan homogeenisempi ryhmä.

## 7. JOHTOPÄÄTÖKSET

Kun Hämeen juoniparvi ensi kerran dokumentoitiin (Laitakari, 1969), ovat teoriat juonien paikoilleen asettumisesta ja magmojen differentoitumisesta kantasulasta muuttuneet. Mm. Wilson (1989) ja Cox, Bell & Pankhurst (1979) ovat korostaneet kokokiven, sulan ja magman koostumusten eroja. Hämeen diabaasit muistuttavat mineralogialtaan ja geokemialtaan mantereisia laakiobasaltteja. Ne ovat Fe-rikkaita kvartsi- ja oliviinitholeiitteja, joiden MgO-pitoisuus on alhainen, mutta  $\text{TiO}_2$  ja muiden HFSE:n pitoisuudet ovat korkeita. Juonet ovat rikastuneet sopeutumattomista alkuaineista. Niiden Mg-luvut, Ni- ja Cr-pitoisuudet ovat alhaisia ja näin ollen niitä voidaan pitää kehittyneinä basaltteina, jotka ovat TAS-diagrammin perusteella alkalisia basaltteja.

Mantereisten basalttien synty liittyy repeämävyöhykkeisiin ja manttelin kohoamiseen, jonka on voinut aiheuttaa esim. vaipan pluumi tai subduktioon liittyvä mantereinen repeytyminen. Hämeen diabaasit ovat rikastuneet sopeutumattomista alkuaineista (bariumista hafniumiin) suhteessa merten keskiselänteiden basaltteihin. Hämeen diabaasien primitiivisimmät koostumukset (Ryhmä 2) ovat syntyneet Mg-rikkaista pikriiteistä oliviinin fraktioitumisen kautta (vrt. Deccan basaltit). Hämeen juoniparvessa havaittava koostumusvaihtelu voidaan selittää oliviinin kumuloitumisella (kivet joiden  $\text{MgO} > 6 \text{ p. } \%$ ; mm. Peltonen ja KARI-012) ja plagioklaasin ja pyrokseenien fraktioivalla kiteytymisellä (kivet joiden  $\text{MgO} < 6 \text{ p. } \%$ ). Oletusta tukevat  $\text{CaO-MgO}$  korrelaatiot sekä sopeutumattomien alkuaineiden (mm. Ni ja Cr) pitoisuudet. Sopeutuvien alkuaineiden alhaiset pitoisuudet vahvistavat käsitystä Hämeen juonien kehittyneestä luonteesta sekä vähintään oliviinin fraktioitumisesta matkalla pintaan.

Tämän tutkimuksen valossa Hämeen juonet ovat syntyneet ekstensionaalisen tektoniikan aiheuttamina, perusteetta sitä onko kyseessä aktiivinen vai passiivinen riftittyminen, ekstensionaalisen orogeenian romahtaminen, syvät vaipan pluumit tai vaipan epästabiilius suhteessa laattojen liikkeisiin ei voida tämän tutkimuksen avulla osoittaa.

Uusi aineisto ei tue väitettä kahdesta eri-ikäisestä, eri koostumuksen omaavasta osajuoniparvesta. Uuden aineiston valossa eri kulkusuunnilla ei ole yhteyttä erilaisiin koostumuksiin. Sen sijaan Hämeen juoniparvesta voidaan erottaa kolme geokemialtaan erilaista ryhmää. Geokemiallisten ryhmien yhtenäisyys maantieteellisesti ei tue Laitakarin oletusta Päijänteen itäpuolella sijaitsevien juonien geokemiallisesta heterogeenisyydestä. Juonen, jonka  $\text{MgO}$ -pitoisuus ylittää  $12 \text{ p. } \%$  ja  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -pitoisuus on korkea, voidaan pitää kumulaattina. Suurin osa aiemmissa töissä analysoiduista juonista ovat myös kumulaatteja. Koska kumulaatit eivät edusta sulan koostumusta, on tämä luultavasti johtanut vääristyneisiin johtopäätelmiin kahdesta erisuuntaisesta ja eri koostumuksen omaavasta juoniparvesta.

Geokemiallisen aineiston avulla voidaan tehdä alustavia johtopäätöksiä magman lähteestä ja malleja juoniparven kehitysvaiheista, mutta pidemmälle viedyt päätelmät vaatisivat tuekseen isotooppi tutkimuksia. Lisävaloa juoniparven syntyyn voitaisiin tuoda uusien iänmääritysten sekä mahdollisesti geofysikaalisen aineiston avulla.

## 8. KIITOKSET

Haluan kiittää kaikkia, jotka ovat jotenkin olleet tekemisissä tämän työn kanssa, erityiskiitokset Arto Luttiselle, Pentti Höltälle, Pasi Heikkilälle, Tuija Vaahtojärvelle sekä lukuisille ystäväilleni ja perheelleni. Tämä työ on omistettu isoisälleni, joka on muiden mielipiteistä huolimatta uskonut minuun ja hyväksynyt minut sellaisena kuin olen.

## Viitteet

- Bergman, L. 1986. Structure and mechanism of intrusion of postorogenic granites in the archipelago of south-western Finland. *Acta Academiae Aboensis, Series B*, 46 (5), 74 s.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr., W.B. ja Payolla, B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil: 1. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research* 95, 41-67.
- Boyd, Walter W. Jr. 1972. Diabase variation and genesis. *Bulletin Geological Society of Finland* 44, 21-34.
- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Teoksessa: Henderson P. (toim.) *Rare earth element geochemistry*, 63-114.
- Cox, K. G. 1980. A Model for flood basalt volcanism. *Journal of Petrology* 21, 629-650.
- Cox, K. G., Bell, J. D. ja Pankhurst, R. J. 1981. *The Interpretation of Igneous Rocks*. 450 s.
- Eklund, O. 1993. Coeval contrasting magmatism and magma mixing in Proterozoic post- and anorogenic granites, Åland, SW Finland. Åbo Akademis tryckeri, Åbo, 1-57.
- Eskola, P. 1928. On rapakivi rocks from the bottom of the Gulf of Botnia. *Fennia* 50 (27), 29 s.
- Eskola, P. 1949. The mica of the moro. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 144, 113-116.
- Haapala, I. 1977. Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite areas of south-eastern Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 286, 128 s.
- Haapala, I. 1988. Metallogeny of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. Teoksessa: Taylor, R.P. ja Strong, D.F. (toim.) *Recent Advances in the Geology of the Granite-related Mineral Deposits. Can. Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol.* 39, 124-132.

- Haapala, I. ja Rämö, O.T. 1990. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. Teoksessa: Stein, H.J. ja Hannah, J.L. (toim.) Ore bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing Processes (Spec. Paper). Geological Society of America 246, 275–286.
- Haapala, I. ja Rämö, O.T. 1999. Rapakivi granites and related rocks: an introduction. *Precambrian Research* 95, 1-7.
- Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66.
- Johnson, D.M., Hooper, P.R. ja Conrey, R.M. (1999) XRF Analysis of Rocks and Minerals for Major and Trace Elements on a Single Low Dilution Li-tetraborate Fused Bead. *Advances in X-ray Analysis* 41, 1-25.
- Knaack et al. 19
- Koistinen, T. (toim.) 1994. Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area, 1 : 1 milj. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Korja, A. ja Heikkinen, P.J. 1995. Proterozoic extensional tectonics of the central Fennoscandian Shield: Results from the Babel and Bothnian Echoes from the Lihosphere experiment. *Tectonics* 14, 504-517.
- Korja, A. ja Heikkinen, P. 2005. The accretionary Svecofennian orogen-insight from the BABEL profiles. *Precambrian Research* 136, 241-268.
- Korja, A., Heikkinen, P. ja Aaro, S. 2001. Crustal structure of the northern Baltic Sea plate. *Tectonophysics* 331, 341–358.
- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman, H. ja Pekkala, Y. (toim.) 1997. Suomen kallioperäkarta – Berggrundskarta över Finland – Bedrock map of Finland 1 : 1 000 000. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M. ja Virransalo, P. GGT/SVEKA Working Group, 1999. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland. *Int. Geol. Rev.* 41, 287–333.
- Kähkönen, Y. 1999. Stratigraphy of the central parts of the Paleoproterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland: review and revision. Teoksessa: Kähkönen, Y. ja Lindquist, K. (toim.) Studies related to the Global Geoscience Transects/SVEKA Project in Finland. *Bulletin Geological Society of Finland* 71, 13-29.
- Kähkönen, Y. 2005. Svecofennian supracrustal rocks. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi P.A. ja Rämö, O.T. (toim.). *Precambrian Geology of Finland – Key to the evolution of the Fennoscandian Shield*, 481-532.
- Lahtinen, R., Korja, A. ja Nironen, M. 2005. Paleoproterozoic tectonic evolution. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi P.A. ja Rämö, O.T. (toim.). *Precambrian Geology of Finland – Key to the evolution of the Fennoscandian Shield*, 481-532.

- Laitakari, I. 1969. On the set of olivine diabase dikes in Häme, Finland. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande 241, 65 s.
- Laitakari, I. 1987. Hämeen subjotuninen diabaasijuoniparvi. Teoksessa: Aro, K. ja Laitakari, I. (toim.). Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76, 99–116.
- Laitakari, I. ja Leino, H. 1989. A new model for the emplacement of the Häme diabase dyke swarm, central Finland. Teoksessa: Autio, S. (toim.). Geological Survey of Finland current research 1988. Geological Survey of Finland, Special Paper 10, 7-8.
- Laitakari, I., Rämö, T., Suominen, V., Niin, M., Stepanov, K. ja Amantov, A. 1996. Subjotnian: Rapakivi granites and related rocks in the surroundings of the Gulf of Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 21, 59–97.
- Lindholm, T. 2009. Helsingin yliopiston geologian laitoksen XRF analyysitulosten toistotarkkuus ja oikeellisuus. Kandidaatin tutkielma, Helsingin yliopisto, geologian laitos. 31 s.
- Lindqvist, K. ja Laitakari, I. 1980. Glass and amygdules in Precambrian diabbases from Orivesi, southern Finland. Bulletin Geological Society of Finland 52, 221-229.
- Lundqvist, T., Boe, R., Kousa, J., Lukkarinen, H., Lutro, O., Roberts, D., Solli, A., Stephens, M. ja Weihed, P. 1996. Bedrock Map of Central Fennoscandia, Scale 1 : 1 000 000. Geological Surveys. Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala).
- Luttinen A.I. ja Kosunen P. 2006.
- Nironen, M. 1997. The Svecofennian Orogen: a tectonic model. Precambrian Research 86, 21-44.
- Pearce J.A. ja Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral.Petrol. 69, 33-47.
- Rämö, O.T. 1991. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. Geological Survey of Finland Bulletin 35, 161 s.
- Rämö, O.T. ja Haapala, I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. Mineral. Petrol. 52, 129–185.
- Rämö, O.T. ja Haapala, I. 2005. Rapakivi granites. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi P.A. ja Rämö, O.T. (toim.). Precambrian Geology of Finland – Key to the evolution of the Fennoscandian Shield, 533-562.
- Rämö, O.T., Mänttari, I., Harju, S., Luttinen, A.V., Kohonen, J. ja Heinonen, A.P. 2009. Volcanism Associated With the Proterozoic Wiborg Rapakivi Granite Batholith. Teoksessa: Eos Trans. AGU, 90(22), Joint Assembly Suppl., Abstract GA11A-02 Geological Association of Canada



- Sahama, Th. G. 1945. On the chemistry of the east Fennoscandian rapakivi granites. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 136, 15-67.
- Sahama, Th. G. 1947. Rapakivi amphibole from Uuksunjoki, Salmi Area. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 140, 159-162.
- Salonsaari, P.T. 1995. Hybridization in the subvolcanic Jaala-Iitti complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland. *Bulletin Geological Society of Finland* 67, 1-104.
- Savolahti, A. 1956. The Ahvenisto massif in Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 174, 159-162.
- Sederholm, J.J. 1891. Ueber die finnländischen Rapakivigesteine. *Tscherm. Mineral. Petrograph. Mitth.* 12, 1-31.
- Siivola, J. 1987. Lovasjärven mafinen intruusio. Teoksessa: Aro, K. ja Laitakari, I. (toim.). Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. *Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti* 76, 121-128.
- Sun S.S. ja McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Teoksessa: Saunders A.D. ja Norry M.J. (toim.). *Magmaism in ocean basins*. Geological Society of London. Special Publication 42, 313-345.
- Suominen, V. 1991. The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabases. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 356, 1-100.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G. ja Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. *Precambrian Research* 42, 213-227.
- Vaasjoki, M. 1977. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland; Their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralizations. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 294, 64 s.
- Vaasjoki, M. ja Sakko, M. 1989. The radiometric age of the Virmaila diabase dyke: Evidence for 20 Ma of continental rifting in Padasjoki, southern Finland. Teoksessa: Autio, S. (toim.). *Geological Survey of Finland current research 1988*. Geological Survey of Finland, Special Paper 10, 43-44.
- Vaasjoki, M., Rämö, O.T. ja Sakko, M. 1991. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite – anorthosite – diabase dyke association of southeastern Finland. Teoksessa: Haapala, I. ja Condie, K.C. (toim.). *Precambrian granitoids – petrogenesis, geochemistry and metallogeny*. *Precambrian Research* 51, 227-296.

- Vaasjoki, M., Korsman, K. ja Koistinen, T. 2005. Overview. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi P.A. ja Rämö, O.T. (toim.). Precambrian Geology of Finland – Key to the evolution of the Fennoscandian Shield, 1-19.
- Virkanen, J., Heikkilä, P., Reijola, H., Ruth, O. ja Vaahtojärvi, T. 2007. Geologian ja maantieteen yhteislaboratorion toimintakäsikirja. Helsingin Yliopisto. 233 s.
- Vorma, A., 1975. On the roof pendants in the Wiborg rapakivi massif in south-eastern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 272, 86 s.
- Vorma, A. 1976. On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, south-western Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 285, 98 s.
- Vorma, A. ja Paasivirta, T. 1979. Contribution to the mineralogy of the rapakivi granites: I. Zircon of the Laitila rapakivi, south-western Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 303, 40 s.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis. Chapman & Hall, London, 466 s.
- Windley, B.F. 1991. Early Proterozoic collision tectonics, and rapakivi granites as intrusions in an extensional thrust-thickened crust: the Ketilidian orogen, South Greenland. Tectonophysics 195, 1-10.

Liite 1. Hämeen diabaasiuoniparven pääalkuaineiden analyysitulokset

XRF wt. % normalized to 100 %	Sample ID	KKH- 001	OHKU- 002	VAKE- 003	VEHKA- 004A	ABCO- 005B	LEVA- 006B	MUTA- 007	MAT- 008	IILI-009	SINI- 010	TORI- 011
Mg#		0.47	0.35	0.42	0.35	0.39	0.35	0.39	0.37	0.39	0.37	0.40
SiO2 %		48.08	49.36	48.38	49.89	48.68	49.92	46.78	49.03	48.38	49.91	46.47
TiO2 %		1.96	3.04	2.52	3.01	2.95	3.03	3.28	2.84	2.72	2.96	2.98
Al2O3 %		16.82	14.44	15.71	14.68	15.34	14.63	15.54	15.44	16.34	15.13	16.19
Fe2O3 %		14.22	15.92	14.82	15.39	15.35	15.39	16.22	15.19	14.61	14.88	15.72
MnO %		0.17	0.19	0.18	0.19	0.18	0.19	0.20	0.17	0.18	0.18	0.19
CaO %		8.27	7.22	8.15	7.06	7.68	7.10	7.93	7.06	7.94	7.16	8.14
Na2O %		2.64	2.61	2.68	2.71	2.64	2.69	2.23	2.82	2.81	2.78	2.93
K2O %		1.31	2.02	1.55	2.04	1.58	1.95	1.89	2.24	1.69	1.81	1.58
P2O5 %		0.42	0.82	0.61	0.84	0.75	0.87	0.66	0.79	0.66	0.80	0.61
MgO %		5.92	4.16	5.18	3.96	4.60	4.01	5.04	4.17	4.46	4.17	4.98

XRF wt. % normalized to 100 %	Sample ID	KARI- 012	PITKA- 013	LIEHU- 014	HAARA- 015A	SARKI- 016	ANTTI- 017	HARM- 018	SAUNA- 019	VAHERI- 020	PIRTTI- 021A
Mg#		0.57	0.37	0.42	0.39	0.37	0.37	0.32	0.39	0.46	0.34
SiO2 %		44.42	47.97	48.66	48.38	47.91	47.68	51.18	48.57	48.65	50.21
TiO2 %		1.81	2.73	2.60	2.72	2.67	2.70	3.12	2.88	2.38	3.08
Al2O3 %		12.48	15.36	15.56	15.59	15.55	15.50	14.04	14.50	16.13	14.02
Fe2O3 %		19.15	15.83	14.81	15.19	15.80	15.76	15.32	16.39	14.10	15.82
MnO %		0.21	0.19	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.21	0.19
CaO %		6.19	7.76	7.91	7.48	7.71	7.76	6.71	7.25	6.79	7.06
Na2O %		2.05	2.70	2.75	2.91	2.75	2.90	2.32	2.43	3.34	2.45
K2O %		1.05	2.01	1.67	1.87	1.85	1.98	2.48	1.87	1.93	2.17
P2O5 %		0.41	0.86	0.62	0.85	0.85	0.82	0.92	0.77	0.52	0.89
MgO %		12.05	4.37	5.02	4.59	4.50	4.49	3.48	4.92	5.73	3.87

XRF wt. % normalized to 100 %	Sample ID	LEVE- A-022	INIINI- 023	SOIDIN- 024	POLK-025	PAHKI- 026	TYYS- 027	YSK- 028	KOUK- 029	MYLLY- 030	VENE- 031
Mg#		0.38	0.38	0.40	0.39	0.36	0.41	0.37	0.33	0.35	0.42
SiO2 %		48.40	48.19	48.19	48.15	48.45	48.02	48.81	50.83	50.01	48.05
TiO2 %		2.99	3.03	2.75	2.92	3.13	2.67	3.11	3.33	3.06	2.36
Al2O3 %		14.85	15.22	15.84	15.12	14.88	15.20	14.15	14.91	14.06	17.62
Fe2O3 %		15.91	15.75	15.04	15.83	15.94	15.84	16.26	15.11	15.84	13.61
MnO %		0.19	0.19	0.18	0.19	0.19	0.19	0.20	0.17	0.19	0.16
CaO %		7.54	7.65	7.97	7.62	7.56	7.79	7.46	6.18	7.12	8.71
Na2O %		2.70	2.74	2.75	2.73	2.72	2.56	2.59	2.82	2.45	2.73
K2O %		1.81	1.74	1.64	1.73	1.90	1.66	1.83	1.84	2.15	1.36
P2O5 %		0.77	0.77	0.63	0.74	0.79	0.64	0.77	0.96	0.85	0.52
MgO %		4.62	4.51	4.80	4.74	4.20	5.23	4.59	3.59	4.03	4.67

XRF wt. % normalized to 100 %	Sample ID	TOIK- 032	AHO- 033	RIIHI- 034A	KUR-035	MAR- 036	HEPO- 037	HAN- 038	RAJA- 039	SAU-040	HUP- 041	SOLT- 042
Mg#		0.30	0.43	0.42	0.38	0.42	0.37	0.40	0.39	0.37	0.48	0.45
SiO2 %		50.13	47.64	48.43	48.22	48.34	49.03	49.20	49.32	47.93	48.63	47.49
TiO2 %		3.16	2.80	2.56	2.96	2.61	2.97	2.61	2.29	2.70	1.40	2.31
Al2O3 %		12.87	14.23	15.80	14.98	15.65	14.80	15.25	18.30	15.35	18.57	16.27

Fe2O3 %	16.63	16.58	14.71	15.97	14.84	15.67	15.25	12.34	15.88	12.50	15.09
MnO %	0.21	0.20	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.14	0.19	0.15	0.18
CaO %	7.27	7.45	8.00	7.55	8.19	7.34	7.53	8.16	7.61	8.56	8.02
Na2O %	2.48	2.60	2.77	2.68	2.70	2.73	2.61	3.11	2.83	2.90	2.73
K2O %	2.47	1.68	1.63	1.79	1.60	1.90	1.69	1.77	1.99	1.19	1.41
P2O5 %	1.11	0.69	0.61	0.75	0.63	0.82	0.69	0.61	0.86	0.43	0.53
MgO %	3.40	5.92	5.10	4.70	5.05	4.31	4.77	3.74	4.43	5.50	5.77

Liite 2.Hämeen diabaasijuoniparven hivenalkuaineiden analyysitulokset

ICPMS	Sample ID	KKH-001	OHKU-002	VAKE-003	VEHKA-004A	ABCO-005B	LEVA-006B	MUTA-007
Ba	ppm	547.18	819.90	637.78	816.33	713.60	842.04	728.36
Sr		431.16	385.82	389.02	388.24	391.45	385.61	447.73
Y		31.92	50.75	41.25	47.11	45.22	47.21	35.55
La		29.81	56.41	37.92	52.06	44.56	52.57	39.66
Ce		62.95	118.04	80.26	109.96	94.48	110.73	82.97
Pr		8.20	15.13	10.47	14.20	12.33	14.38	10.61
Nd		33.90	61.13	43.32	58.62	50.70	58.88	43.47
Sm		7.22	12.59	9.34	12.10	10.74	12.18	9.15
Eu		2.30	3.18	2.67	3.12	2.97	3.17	2.82
Gd		6.98	11.51	8.75	10.88	10.01	10.85	8.47
Tb		1.09	1.77	1.37	1.63	1.54	1.67	1.29
Dy		6.43	10.33	8.23	9.39	8.95	9.47	7.32
Ho		1.29	2.04	1.66	1.89	1.80	1.88	1.44
Er		3.31	5.22	4.31	4.84	4.66	4.85	3.60
Tm		0.47	0.73	0.61	0.67	0.65	0.67	0.50
Yb		2.88	4.54	3.73	4.07	4.00	4.12	3.01
Lu		0.45	0.69	0.59	0.65	0.62	0.64	0.46
Th		2.50	5.05	3.30	4.26	3.75	4.28	2.99
Nb		13.19	23.88	17.36	23.89	20.83	24.09	25.22
Hf		4.63	8.13	6.05	8.14	6.81	8.24	6.28
Ta		0.75	1.31	0.97	1.26	1.17	1.27	1.46
U		0.54	1.04	0.71	0.90	0.86	0.90	0.71
Pb		6.31	11.52	7.85	9.90	9.02	10.88	6.59
Rb		29.56	54.05	37.39	56.00	45.74	49.57	73.04
Cs		0.52	0.67	0.46	2.06	2.42	3.61	6.87
Sc		22.43	28.68	27.85	29.24	27.52	29.03	24.91
Zr		190.21	338.73	250.43	349.39	284.37	352.12	271.15
Cr		112.74	51.82	110.79	45.77	66.26	45.32	42.58
V		152.00	209.37	186.81	211.97	190.68	191.96	191.70
Ga		20.72	18.06	17.49	24.64	18.78	25.18	29.29
Zn		144.55	194.33	161.41	192.22	188.11	194.01	172.30
Ni		64.76	25.49	47.05	22.72	35.05	21.22	32.00
Co		74.06	62.95	62.30	52.29	54.96	56.02	59.05
Cu		38.46	42.07	48.59	38.19	42.01	45.74	46.12
ICPMS	Sample ID	MAT-008	IILI-009	SINI-010	TORI-011	KARI-012	PITKA-013	LIEHU-014
Ba	ppm	979.17	667.47	724.18	673.13	412.89	781.64	659.68
Sr		457.08	411.02	401.97	464.53	300.59	410.02	389.04
Y		37.26	43.71	43.16	31.30	28.06	40.56	41.86
La		50.73	39.60	48.12	33.49	24.22	47.50	38.25
Ce		104.23	84.14	100.99	70.31	51.68	99.48	81.09
Pr		13.09	10.96	13.09	9.03	6.71	12.74	10.50
Nd		52.57	45.50	54.14	36.98	28.12	52.17	43.19
Sm		10.49	9.75	11.16	7.79	6.10	10.86	9.36
Eu		3.19	2.85	2.96	2.63	1.82	3.17	2.68
Gd		9.28	9.34	10.05	7.29	5.81	9.69	8.82
Tb		1.37	1.47	1.52	1.13	0.93	1.47	1.40

Dy	7.73	8.72	8.71	6.43	5.64	8.42	8.34
Ho	1.47	1.74	1.71	1.27	1.12	1.62	1.66
Er	3.75	4.57	4.50	3.23	2.97	4.11	4.32
Tm	0.50	0.64	0.62	0.45	0.43	0.57	0.63
Yb	3.03	3.96	3.79	2.71	2.64	3.42	3.83
Lu	0.47	0.62	0.59	0.41	0.41	0.52	0.59
Th	4.01	3.63	3.91	2.59	2.12	4.12	3.43
Nb	28.85	19.05	22.04	22.16	11.86	26.66	17.67
Hf	7.76	6.43	7.53	5.53	3.98	7.27	6.28
Ta	1.61	1.09	1.16	1.35	0.69	1.55	1.01
U	0.88	0.90	0.82	0.66	0.52	0.95	0.75
Pb	9.94	8.36	9.94	6.15	5.07	8.26	8.31
Rb	50.56	44.04	56.34	33.55	25.38	60.53	40.11
Cs	0.47	1.76	6.06	0.49	0.72	4.14	0.67
Sc	23.46	27.95	27.13	23.83	21.41	26.51	28.52
Zr	344.00	265.99	319.74	233.99	161.96	309.77	256.44
Cr	48.18	63.45	56.27	40.03	67.58	46.56	106.90
V	173.14	187.37	214.09	200.62	124.70	156.54	192.96
Ga	23.46	26.82	23.37	21.98	17.99	27.09	27.90
Zn	173.80	166.18	187.34	159.42	168.89	174.47	175.63
Ni	19.24	33.98	23.34	29.21	157.53	27.26	41.38
Co	50.13	58.41	52.93	63.23	107.55	59.54	58.26
Cu	39.32	43.81	38.18	37.74	40.45	39.31	44.14

ICPMS	Sample ID	HAARA-015A	SARKI-016	ANTTI-017	HARM-018	SAUNA-019	VAHERI-020	PIRTTI-021A
Ba	ppm	780.87	779.69	793.59	749.48	897.22	679.97	891.67
Sr		416.32	418.22	422.85	374.60	356.26	490.93	382.71
Y		39.89	39.30	39.70	48.22	53.40	38.13	53.41
La		46.66	46.41	46.07	50.07	64.48	26.47	61.61
Ce		98.26	96.96	96.71	105.18	134.08	58.58	128.51
Pr		12.61	12.49	12.36	13.51	17.04	7.87	16.49
Nd		51.39	50.92	50.78	55.44	68.68	33.90	66.24
Sm		10.54	10.59	10.54	11.52	13.86	7.76	13.53
Eu		3.19	3.16	3.15	3.02	3.24	2.43	3.28
Gd		9.71	9.53	9.43	10.58	12.37	7.67	12.10
Tb		1.47	1.45	1.46	1.65	1.88	1.25	1.82
Dy		8.47	8.25	8.35	9.69	10.78	7.60	10.73
Ho		1.59	1.58	1.60	1.88	2.10	1.55	2.05
Er		4.05	4.06	4.01	4.99	5.50	4.00	5.42
Tm		0.57	0.56	0.57	0.71	0.78	0.58	0.78
Yb		3.35	3.26	3.28	4.28	4.67	3.54	4.65
Lu		0.52	0.50	0.52	0.66	0.72	0.54	0.72
Th		4.11	3.96	3.87	4.49	5.89	2.10	5.58
Nb		26.41	25.93	26.14	21.75	26.58	13.08	25.94
Hf		7.29	7.10	7.14	7.39	9.22	5.14	8.81
Ta		1.55	1.51	1.52	1.22	1.42	0.77	1.41
U		0.97	0.91	0.92	0.98	1.14	0.52	1.11
Pb		8.00	8.13	8.58	10.46	13.25	4.77	12.89
Rb		48.08	74.06	49.20	51.27	82.86	72.77	60.18
Cs		2.43	8.87	1.26	0.98	3.31	1.01	4.59

Sc	26.74	27.04	27.76	30.16	29.21	30.69	30.59
Zr	306.26	301.92	302.17	305.69	382.37	201.49	370.75
Cr	46.92	46.65	40.02	38.01	52.91	39.71	49.31
V	155.70	160.68	163.98	210.96	189.56	197.77	205.77
Ga	22.82	22.72	26.07	21.42	23.44	17.81	24.08
Zn	176.32	172.03	176.14	201.48	195.07	164.81	194.17
Ni	25.81	26.97	29.17	13.14	60.33	37.03	21.30
Co	59.50	55.79	57.05	48.50	63.78	54.49	59.09
Cu	43.70	38.49	40.26	43.13	74.08	37.89	42.28

ICPMS	Sample ID	LEVEA-022	INIINI-023	SOIDIN-024	POLK-025	PAHKI-026	TYYS-027	YSK-028
Ba	ppm	746.10	738.74	672.51	730.42	783.24	692.74	765.51
Sr		387.68	395.76	399.84	388.42	380.65	384.80	391.32
Y		45.35	45.33	41.67	45.54	49.07	43.97	49.03
La		44.76	45.18	39.09	44.98	48.85	41.51	51.46
Ce		94.45	95.51	82.70	95.22	102.99	87.77	107.94
Pr		12.22	12.39	10.76	12.31	13.33	11.39	13.90
Nd		50.63	50.97	44.35	50.48	54.93	47.35	56.71
Sm		10.64	10.73	9.41	10.79	11.63	10.09	11.91
Eu		3.00	2.99	2.83	2.98	3.15	2.86	3.08
Gd		9.86	10.03	8.87	9.94	10.74	9.45	10.85
Tb		1.54	1.57	1.41	1.55	1.68	1.50	1.67
Dy		9.05	9.23	8.27	9.07	9.94	8.73	9.89
Ho		1.78	1.80	1.66	1.79	1.91	1.72	1.93
Er		4.78	4.60	4.33	4.68	5.12	4.50	5.08
Tm		0.67	0.66	0.62	0.67	0.72	0.64	0.72
Yb		4.06	3.96	3.70	4.08	4.29	3.93	4.31
Lu		0.63	0.61	0.57	0.62	0.69	0.61	0.67
Th		3.72	3.70	3.30	3.77	3.98	3.50	4.65
Nb		20.84	21.06	18.16	20.65	22.51	19.02	22.49
Hf		6.76	6.85	6.32	6.90	7.46	6.65	7.53
Ta		1.17	1.15	1.02	1.18	1.28	1.05	1.24
U		0.85	0.86	0.75	0.85	0.91	0.78	0.97
Pb		9.02	9.36	8.06	9.11	9.99	8.68	10.45
Rb		46.11	44.27	43.14	44.97	48.80	43.12	52.07
Cs		0.55	0.53	0.54	0.65	0.70	0.72	0.91
Sc		28.84	28.30	27.72	28.65	30.21	28.32	29.34
Zr		284.20	287.41	257.29	284.95	311.42	275.17	317.50
Cr		67.58	61.52	68.54	64.80	70.71	80.38	61.20
V		210.77	197.61	179.75	198.94	210.34	190.88	215.05
Ga		21.49	27.12	24.34	19.94	24.01	26.69	19.93
Zn		185.26	179.42	169.64	183.79	193.97	170.22	195.66
Ni		33.54	30.13	38.86	32.78	20.63	45.05	35.87
Co		53.42	55.65	60.21	57.16	52.24	61.06	60.04
Cu		44.23	41.10	39.80	43.68	38.62	44.19	46.51

ICPMS	Sample ID	KOUK-029	MYLLY-030	VENE-031	TOIK-032	AHO-033	RIIHI-034A	KUR-035
Ba	ppm	1080.50	872.56	557.23	977.17	689.21	673.43	736.27
Sr		419.19	371.66	421.11	303.06	342.49	404.07	383.10
Y		44.47	52.37	37.81	65.75	45.29	41.84	45.56

La	68.68	60.11	33.11	65.95	41.96	38.88	45.40
Ce	139.70	125.93	70.70	140.18	89.44	82.37	96.03
Pr	17.45	16.09	9.30	18.19	11.74	10.77	12.54
Nd	69.13	65.68	38.49	74.99	48.67	44.45	51.14
Sm	13.43	13.41	8.34	15.85	10.40	9.42	10.84
Eu	3.94	3.33	2.60	3.96	2.90	2.77	3.11
Gd	11.60	11.98	8.02	14.62	9.70	8.95	10.06
Tb	1.70	1.84	1.28	2.28	1.55	1.42	1.57
Dy	9.62	10.85	7.66	13.47	9.21	8.44	9.28
Ho	1.80	2.12	1.53	2.63	1.81	1.66	1.81
Er	4.57	5.46	3.97	6.91	4.73	4.38	4.75
Tm	0.63	0.77	0.57	0.97	0.68	0.62	0.67
Yb	3.65	4.67	3.46	5.88	4.12	3.82	4.02
Lu	0.58	0.73	0.54	0.91	0.64	0.60	0.63
Th	5.43	5.43	2.89	5.64	3.66	3.33	3.80
Nb	35.03	24.66	15.42	29.04	19.29	17.40	20.87
Hf	9.74	8.67	5.36	10.19	6.83	6.23	6.97
Ta	1.96	1.38	0.92	1.63	1.12	1.01	1.19
U	1.13	1.09	0.72	1.28	0.82	0.72	0.84
Pb	13.50	12.36	6.76	13.38	8.64	8.06	9.34
Rb	45.52	58.45	31.69	63.82	40.24	41.70	44.01
Cs	3.15	2.23	0.88	1.30	0.59	0.50	0.55
Sc	25.43	30.11	25.66	37.73	29.69	28.45	29.38
Zr	418.85	354.70	213.50	416.40	277.09	251.69	287.29
Cr	29.42	49.74	58.21	31.61	91.79	114.92	68.16
V	181.78	207.98	167.08	212.42	184.60	188.17	194.53
Ga	29.14	18.24	20.85	25.66	25.37	29.16	20.21
Zn	217.41	197.08	145.68	229.61	184.10	164.27	186.55
Ni	13.66	23.46	34.28	12.15	57.25	43.29	28.18
Co	47.57	47.52	58.66	52.57	69.37	56.96	57.22
Cu	41.11	41.27	40.80	53.16	45.87	38.74	39.97

ICPMS	Sample ID	MAR-036	HEPO-037	HAN-038	RAJA-039	SAU-040	HUP-041	SOLT-042
Ba	ppm	649.90	786.53	688.44	849.95	801.65	512.06	524.58
Sr		384.32	379.91	399.38	471.56	416.10	491.06	439.84
Y		42.38	46.85	43.56	33.28	40.89	29.63	34.47
La		38.85	49.47	44.87	43.84	48.10	27.68	30.67
Ce		82.60	104.68	94.27	90.19	100.81	58.12	64.80
Pr		10.76	13.59	12.15	11.40	12.93	7.54	8.42
Nd		44.58	55.99	49.65	46.26	52.99	30.95	34.95
Sm		9.53	11.63	10.29	9.32	10.99	6.63	7.57
Eu		2.77	3.15	2.86	3.04	3.34	2.32	2.52
Gd		9.04	10.59	9.51	8.17	9.82	6.25	7.27
Tb		1.43	1.63	1.49	1.23	1.50	0.98	1.14
Dy		8.51	9.48	8.67	6.98	8.34	5.91	6.86
Ho		1.68	1.85	1.70	1.33	1.61	1.15	1.35
Er		4.41	4.75	4.53	3.30	4.10	3.15	3.56
Tm		0.63	0.69	0.65	0.46	0.57	0.44	0.51
Yb		3.88	4.09	3.88	2.71	3.38	2.66	3.10
Lu		0.61	0.65	0.61	0.42	0.53	0.41	0.49



Th	3.36	4.00	4.08	3.34	4.03	2.49	2.69
Nb	17.70	22.48	20.09	25.81	26.89	12.19	14.34
Hf	6.34	7.66	6.61	6.86	7.25	4.35	4.89
Ta	1.00	1.24	1.12	1.48	1.52	0.71	0.84
U	0.75	0.82	0.89	0.74	0.92	0.62	0.65
Pb	8.17	10.24	9.29	8.06	8.77	5.71	6.36
Rb	40.05	46.51	44.87	46.03	48.95	29.34	34.28
Cs	0.65	0.59	0.61	2.26	1.63	0.93	1.31
Sc	29.91	29.02	28.63	22.90	27.57	18.60	22.77
Zr	255.08	319.03	277.25	302.63	313.04	176.70	199.97
Cr	120.27	56.13	71.12	44.84	44.57	28.31	75.20
V	188.29	204.36	187.00	135.69	162.32	93.09	159.93
Ga	32.78	24.53	26.16	27.12	24.09	26.92	20.41
Zn	168.14	192.46	181.26	136.02	178.43	139.83	162.44
Ni	40.03	27.47	33.56	18.32	26.21	51.99	54.33
Co	57.14	55.31	54.63	44.17	57.34	58.45	66.02
Cu	40.63	40.98	38.94	26.84	37.41	32.55	39.11